

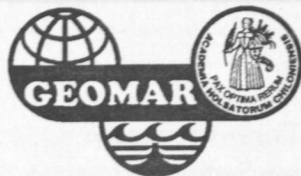
MARTIN ANTONOW

**SEDIMENTATIONSMUSTER
UM DEN VESTERIS SEAMOUNT
(ZENTRALE GRÖNLANDSEE)
IN DEN LETZTEN 250.000 JAHREN**

**SEDIMENTATION PATTERNS AROUND THE
VESTERIS SEAMOUNT (CENTRAL GREENLAND SEA)
DURING THE PAST 250,000 YEARS**

44

GEOMAR REPORT



MARTIN ANTONOW

**SEDIMENTATIONSMUSTER
UM DEN VESTERIS SEAMOUNT
(ZENTRALE GRÖNLANDSEE)
IN DEN LETZTEN 250.000 JAHREN**

**SEDIMENTATION PATTERNS AROUND THE
VESTERIS SEAMOUNT (CENTRAL GREENLAND SEA)
DURING THE PAST 250,000 YEARS**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1995

GEOMAR REPORT 44

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel



MARTIN ANTONOW

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 3.5.1995

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung/ Abstract.....	1
1. Vesterisbanken inmitten der Grönlandsee.....	3
1.1 Physiographie und Bathymetrie des Arbeitsgebietes.....	4
1.2 Paläozeanographie seit dem Mittelpleistozän.....	7
1.3 Rezente Ozeanographie der Grönlandsee.....	8
1.4 Regionale Sedimentbedeckung um Vesterisbanken.....	11
1.5 Fragestellung.....	13
2. Material und Methoden.....	15
2.1 Lage der Stationen.....	15
2.2 Beschreibung und Beprobung der Sedimentkerne	15
2.3 Methodik	16
2.3.1 Absolute Altersbestimmung (^{14}C).....	16
2.3.2 Analyse von stabilen leichten Isotopen ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$).....	16
2.3.3 Granulometrie.....	16
2.3.4 Grobfractionsanalyse	18
2.3.5 Geochemie (CaCO_3 , TOC, S)	19
2.3.6 Gefügeuntersuchungen	19
2.3.7 Sinkgeschwindigkeitsanalysen.....	20
2.3.8 Paläomagnetische Untersuchungen.....	20
2.3.9 Mathematische und statistische Methoden	21
3. Variabilität sedimentologischer Kennwerte.....	23
3.1 Sedimentbeschreibung und Feinstrukturen.....	23
3.2 Sedimentphysikalische Parameter	27
3.3 Korngrößenverteilung	28
3.4 Analyse der Grobfraction	34
3.5 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope.....	39
3.6 Karbonat-/ Kohlenstoff- und Schwefelgehalte.....	41
3.7 Variationen klimatischer und sedimentologischer Signale: Exemplarische Erfassung eines Glazial-/ Interglazial-Überganges	44
3.8 Magnetische Suszeptibilität.....	44
3.9 Sinkgeschwindigkeits-Verteilung von Oberflächenproben.....	47
3.10 Teufenkorrektur der Kastenlotkerne	48
4. Stratigraphie.....	49
4.1 Chronostratigraphie (^{14}C).....	49
4.2 Isotopenstratigraphische Gliederung der letzten ca. 250.000 Jahre	49
4.3 Magnetostratigraphie der Kerne von Vesterisbanken	53
4.4 Sedimentations- und Akkumulationsraten.....	55
4.5 Lithostratigraphie und isotopisches Standardprofil.....	57

5. Interpretation und Diskussion	59
5.1 Lithofaziell unterschiedliche Tiefsee-Sedimente	59
5.2 Strömungskontrollierte abyssale Sedimentation	63
5.3 Episodische Sedimentationsereignisse	68
5.3.1 Vulkanische Aktivität des Seamounts.....	68
5.3.2 Bodennahe Strömungsereignisse.....	73
5.4 Paläozeanographie und Sedimentationsmilieu um Vesterisbanken	76
5.4.1 Spätes Isotopenstadium 8 (früher als 244 ka)	79
5.4.2 Isotopenstadium 7 (ca. 244 - 190 ka).....	79
5.4.3 Isotopenstadium 6 (ca. 190 - 130 ka).....	81
5.4.4 Isotopenstadium 5 (ca. 130 - 74ka).....	81
5.4.5 Isotopenstadium 4 (ca. 74 - 59 ka).....	82
5.4.6 Isotopenstadium 3 (ca. 59 - 24 ka).....	83
5.4.7 Isotopenstadium 2 (ca. 24 - 14,9 ka)	84
5.4.8 Termination I und Isotopenstadium 1 (seit ca. 14,9 ka).....	85
5.5 Relative Eigenständigkeit des Sedimentationsraumes um Vesteris- banken - Indizien und Belege	86
5.6 Integration in das Muster spätpleistozäner-holozäner Sedimentation und Paläozeanographie des nördlichen Nordatlantiks	90
5.7 Klimasignale mariner und kontinentaler Bereiche	93
5.7.1 Eistransportiertes Material versus Gletscherszillation.....	94
5.7.2 Isotopensignal von <i>N. pachyderma</i> sin. vs. Eiskerndaten.....	96
6. Ableitungen.....	99
7. Literatur	102
Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen	116
Verzeichnis häufig verwendeter Abkürzungen.....	119
Danksagung.....	120

Der Datenanhang kann in der Bibliothek des GEOMAR Forschungszentrums für marine Geowissenschaften eingesehen werden.

(Abbildungen und Tabellen sind in englischer Sprache gefertigt sowie deutsch und englisch beschriftet.)

Kurzfassung

Mittels sedimentologischer, mikropaläontologischer und geochemischer Untersuchungen an Sedimentkernen aus der Umgebung von Vesterisbanken erfolgt eine Rekonstruktion der Sedimentationsmuster, der Ablagerungsgeschichte und der Paläozeanographie für die letzten ca. 250.000 Jahre. Die Datierung und eine Korrelation der Sedimente werden auf der Grundlage einer Sauerstoff-Isotopenstratigraphie, absoluten Sedimentaltern sowie einem paläomagnetischen Zeitmodell durchgeführt.

Zeitlich und räumlich fluktuierende biogene, terrigene und vulkanogene Sedimenteinträge kennzeichnen die hemipelagischen Ablagerungen von Vesterisbanken. Das Sedimentationsgebiet ist durch sporadische Turbiditströme und thermohalin induzierte Konturströmungen geprägt. Eistransportiertes Material ist für den untersuchten Zeitabschnitt fast durchgängig feststellbar. Während Interglazialzeiten ist die Primärproduktion erhöht. Filtrierende Epifauna (*C. wuellerstorfi*) als Indikator für Bodenströmungen dominiert die Isotopen-Stadien 7 und 5. Eine asymmetrische Sedimentverteilung im Gebiet von Vesterisbanken ist der sedimentologische Beleg für die periodische Wirksamkeit topographisch geführter Strömungsmuster ("Taylor"-Säule) um den Seamount innerhalb von Interglazialzeiten.

Während Abschmelzphasen kommt es zu enormen Süßwasserzuflüssen (Stadiengrenzen 8/7, 6/5 und 2/1, Substadien 3.3 und 3.1), welche die Schichtung der Wassersäule stabilisieren und damit zum zeitweisen Aussetzen der Tiefenwassererneuerung führen. Der Einfluß von Wassermassen der Polaren Domäne und der Atlantischen Domäne auf die zentrale Grönlandsee ist zeitlich äußerst variabel. Die ozeanischen Fronten liegen im Gebiet von Vesterisbanken permanent eng beieinander und haben nur eine eng begrenzte Arktische Domäne zugelassen.

Die Sedimente der Umgebung von Vesterisbanken dokumentieren Umkehrungen der Polarität des Erdmagnetfeldes vor ca. 27.000 Jahren sowie innerhalb eines Zeitraumes von 33.000-38.000 (eventuell 40.000) Jahren BP. Das jüngere der beiden Ereignisse kann dem "Mono Lake"-Ereignis, das ältere dem "Laschamp"-Ereignis zugeordnet werden.

Die lithologische Ausbildung und der Chemismus der im Untersuchungsgebiet abgelagerten Vulkaniklastika deuten auf deren Herkunft vom Vesteris Seamount. Eine intensive vulkanische Eruptionstätigkeit des Seamounts im Spätquartär beginnt vor etwa 105.000 Jahren. Die episodische vulkanische Aktivität korrespondiert mit Zeiten relativer Meeresspiegelanstiege bzw. -hochstände, was möglicherweise durch eine isostatische Krustenbeanspruchung (Eisentlastung umgebender Landgebiete ?) bewirkt ist.

Obgleich eine gewisse Eigenständigkeit dieses Sedimentationsraumes gegenüber anderen Beckenpositionen der Grönlandsee existiert, lassen sich klimarelevante Informationen gut in das Muster spätpleistozän-holozäner Sedimentation des nördlichen Nordatlantiks einfügen. Durch einen engen Bezug zu grönländischen und antarktischen Eiskerndaten werden die

Vesterisbanken-Sedimente als hochauflösendes, regionales Abbild globaler Klimaveränderungen herausgestellt.

Abstract

Sedimentological, micropalaeontological and geochemical studies of sediment cores from the Vesteris Seamount region are used to reconstruct the sedimentation pattern, depositional history and palaeoceanography for the last 250,000 years. The dating and correlation of the sediments were based on oxygen isotope stratigraphy, absolute ages as well as a palaeomagnetic age model.

The hemipelagic deposits near the Vesteris Seamount are characterised by biogenic, terrestrial and volcanogenic sediment input that varies through time and space. The area is influenced by sporadic turbidity currents and thermohaline-induced contour currents. Ice-rafted debris occurs nearly throughout the investigated time interval. Primary production is higher during interglacial periods. Filter-feeding epifauna (*C. wuellerstorfi*), an indicator of bottom currents, dominate in isotope stages 7 and 5. The asymmetric sediment distribution in the Vesterisbanken region indicates the periodic occurrence of topographically-determined currents ("Taylor column") around the seamount during interglacial periods.

During deglaciation (stage boundaries 8/7, 6/5 and 2/1, events 3.3 and 3.1), enormous meltwater input stabilises the water column, leading to periodic interruptions in deep water renewal. The influence of water masses from the Polar and Atlantic Domains in the Greenland Sea are very variable over time. The oceanic fronts in the Vesterisbanken area are always close together, allowing only a narrow Arctic Domain to exist.

The sediments around Vesterisbanken document reversals of the polarity of the earth's magnetic field at ca. 27 ka and 33-38 ka (possibly 40 ka). The younger reversal gives notice of the "Mono Lake" event, the older one corresponds to the "Laschamp" event.

The lithologic and chemical features of the tephra deposited in the area of investigation reveal the Vesteris Seamount as their source. An intensive Late Quaternary volcanic eruption phase of the seamount began ca. 105 ka. The episodic volcanic activity corresponds to periods of relatively sea level rises and/ or highstands; this may be caused by isostatic rebound due to the deglaciation of the surrounding land masses.

Although the area is rather unique in relation to other positions within the Greenland Sea, climatic data can be compared favourably to the established Late Pleistocene/Holocene sedimentation pattern in the northern North Atlantic. Due to their good correlation to ice core records from Greenland and Antarctica, the Vesterisbanken sediments present a high-resolution regional picture of global climate change.

1. Vesterisbanken inmitten der Grönlandsee

Das Europäische Nordmeer besitzt eine exponierte Stellung innerhalb des Systems Atmosphäre-Hydrosphäre-Geosphäre. Als "Lunge des Weltozeans" (REIDT & LYNN 1971) sowie als "nordic heat pump" (RUDDIMAN & MCINTYRE 1981) ist es ein wichtiges klimabeeinflussendes Gebiet. Es gilt als eine Schlüsselregion zum Verständnis der globalen Zirkulationsmuster. Dieses Seegebiet zwischen arktischen und gemäßigten Klimaten reagiert auf ozeanographische und klimatische Veränderungen äußerst sensibel.

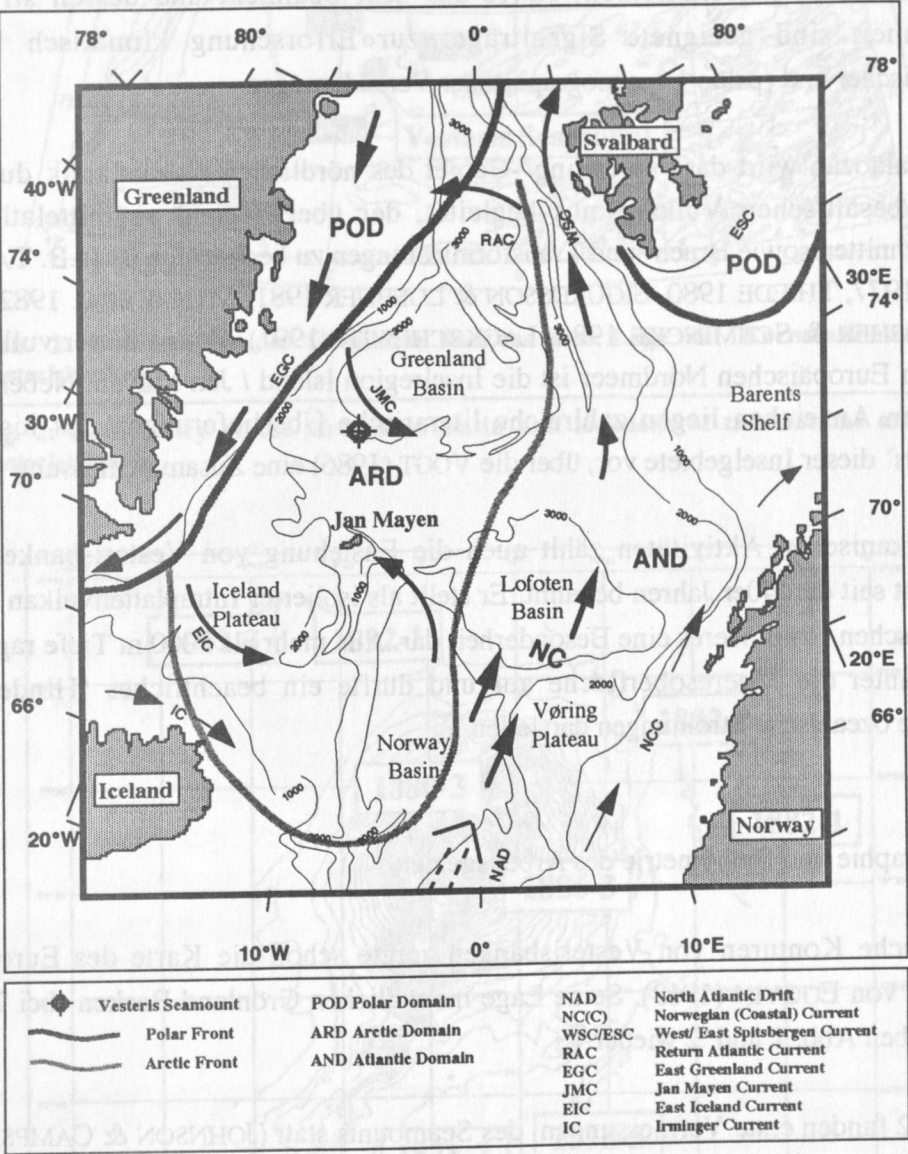


Abb. 1: Rezente Oberflächenzirkulation des Europäischen Nordmeeres mit den durch Fronten voneinander getrennten hydrographischen Regimen (aus JÜNGER 1994, modifiziert nach PAQUETTE et al. 1985, JOHANNESSEN 1986, BOURKE et al. 1987, DICKSON et al. 1988).

Fig. 1: Recent surface circulation and different hydrographic regimes of the Greenland-Iceland-Norwegian Seas (from JÜNGER 1994, modified after PAQUETTE et al. 1985, JOHANNESSEN 1986, BOURKE et al. 1987, DICKSON et al. 1988).

Die Grönlandsee im Norden und Nordwesten des Europäischen Nordmeeres übt eine wichtige Mittlerfunktion zwischen Arktis und (Nord-)Atlantik aus. Über sie erfolgt ein Austausch von polaren und atlantischen Wassermassen, die - sich gegenseitig beeinflussend - physiko-chemischen Veränderungen unterliegen (Abb. 1). Auch gilt die Grönlandsee als ein wichtiges Gebiet zeitweiser Tiefenwassererneuerung durch tiefe Konvektion (z.B. KOLTERMANN 1987).

Die verschiedenen Wassermassen bilden ein in Raum und Zeit variables System, dessen Veränderlichkeit innerhalb geologischer Zeiträume in den Meeressedimenten "archiviert" ist (SEIBOLD & BERGER 1982). Milieuanzeigende Komponenten aus dem Eis, der Wassersäule, der bodennahen Nepheloid-Schicht sowie aus dem Sediment und dessen strukturelle Beschaffenheit sind geeignete Signalträger zur Erforschung klimatisch bedingter hydrographischer und (paläo-) ozeanographischer Veränderungen.

Seit dem Paläozän wird das "spreading"-Gebiet des nördlichen Nordatlantik durch einen intensiven basaltischen Vulkanismus begleitet, der überwiegend an mittelatlantischen Rückenabschnitten sowie Bruch- und Transformstörungen zu beobachten ist (z.B. TALWANI & ELDHOLM 1977, THIEDE 1980, SIGURDSSON & LOEBNER 1981, MYHRE et al. 1982, BOTT et al. 1983, FISHER & SCHMINCKE 1984, LACKSCHEWITZ 1991). Zeuge dieser vulkanischen Aktivität im Europäischen Nordmeer ist die Inselregion Island / Jan Mayen. Neben rezenten vulkanischen Anzeichen liegen zahlreiche literarische Überlieferungen des historischen Vulkanismus dieser Inselgebiete vor, über die VOGT (1986) eine Zusammenfassung gibt.

Zu den vulkanischen Aktivitäten zählt auch die Entstehung von Vesterisbanken. Dieser Seamount ist seit den 40er Jahren bekannt. Er stellt als isolierter Intraplattenvulkan innerhalb des Europäischen Nordmeeres eine Besonderheit dar. Aus mehr als 3000 m Tiefe ragt er heute bis knapp unter die Meeresoberfläche auf und dürfte ein beachtliches "Hindernis" für zirkulierende ozeanische Strömungen darstellen.

1.1 Physiographie und Bathymetrie des Arbeitsgebietes

Bathymetrische Konturen von Vesterisbanken zeigte schon die Karte des Europäischen Nordmeeres von EGGVIN (1963). Seine Lage im südlichen Grönland Becken (bei 73°30' N, 9°10' W) geben Abb. 1 und 2 wieder.

Im Jahr 1972 fanden erste Vermessungen des Seamounts statt (JOHNSON & CAMPSIE 1976). Weitere Untersuchungen dieses Gebietes erfolgten während der Expedition ARKTIS II mit FS "Polarstern" (AUGSTEIN et al. 1984, HEMPEL et al. 1991). Eine detaillierte bathymetrische Karte von Vesterisbanken (Hydrosweep-Kartierung) wurde während der Forschungsfahrt ARKTIS VII/1 (THIEDE & HEMPEL 1991) erstellt (Abb. 3).

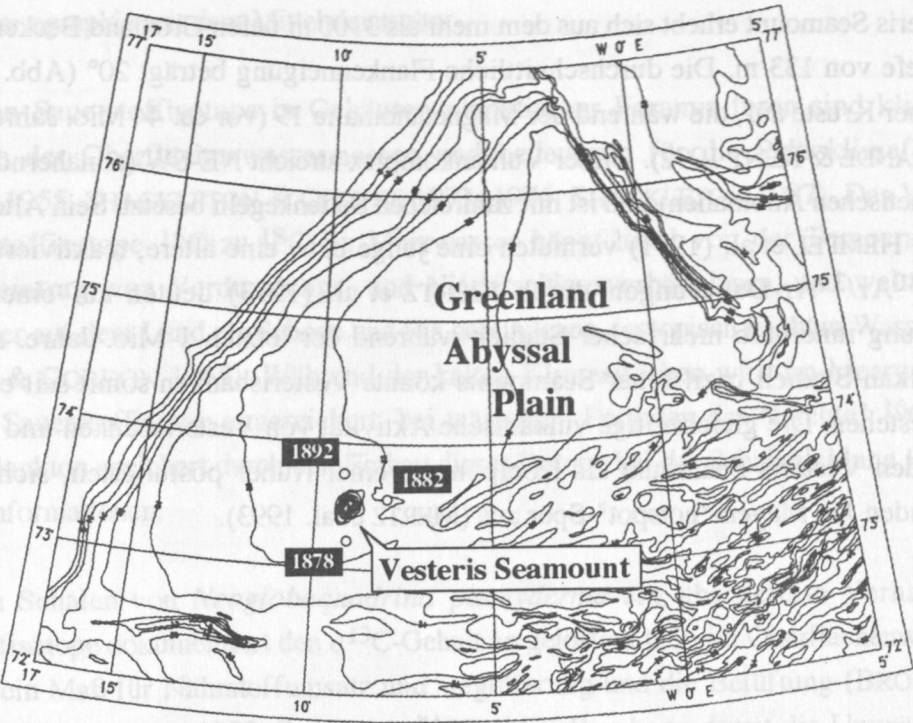


Abb. 2: Bathymetrie des Grönland Beckens und Lage der Kernstationen um Vesterisbanken.

Fig. 2: Bathymetry of the Greenland Basin and locations of the stations around Vesterisbanken.

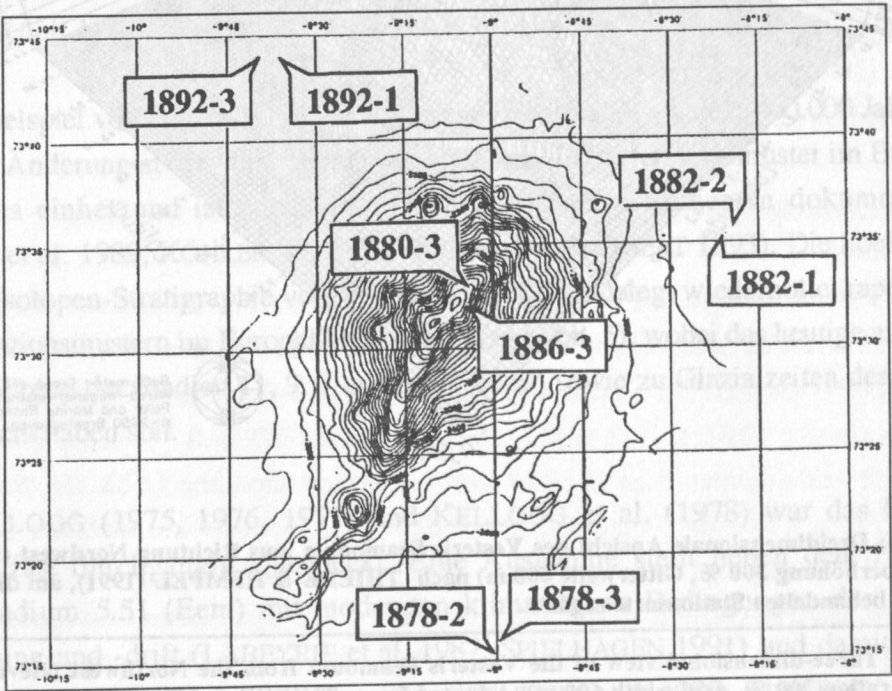


Abb. 3: Bathymetrische Detailkarte mit Probenahmelokationen (GKG und KAL).

Fig. 3: Detailed bathymetric map. Core locations (kastencores and boxcores) are indicated.

Der Vesteris Seamount erhebt sich aus dem mehr als 3100 m tiefen Grönland Becken bis in eine Wassertiefe von 133 m. Die durchschnittliche Flankenneigung beträgt 20° (Abb. 4). Er sitzt ozeanischer Kruste auf, die während der Magnetanomalie 19 (vor ca. 44 Mio. Jahren) gebildet wurde (CANDE & KENT 1992). Dieser Vulkankomplex streicht NE-SW (annähernd parallel zu den magnetischen Anomalien) und ist mit zahlreichen Seitenkegeln besetzt. Sein Alter ist jedoch ungewiß. HEMPEL et al. (1991) vermuten eine junge bzw. eine ältere, reaktivierte Struktur. Neuere $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen durch MERTZ et al. (1993) deuten auf eine alkalische Entwicklung innerhalb mehrfacher Stadien während der letzten 1 Mio. Jahre. Analog der Schildvulkan-Stadien pazifischer Seamounts könnte Vesterisbanken somit seit etwa 6 Mio. Jahren bestehen. Die gleichzeitige vulkanische Aktivität von Vesterisbanken und Jan Mayen schließt den Vesteris Seamount als Komponente einer früher postulierten, sich nordwärts fortsetzenden Jan Mayen-"hotspot"-Spur aus (MERTZ et al. 1993).

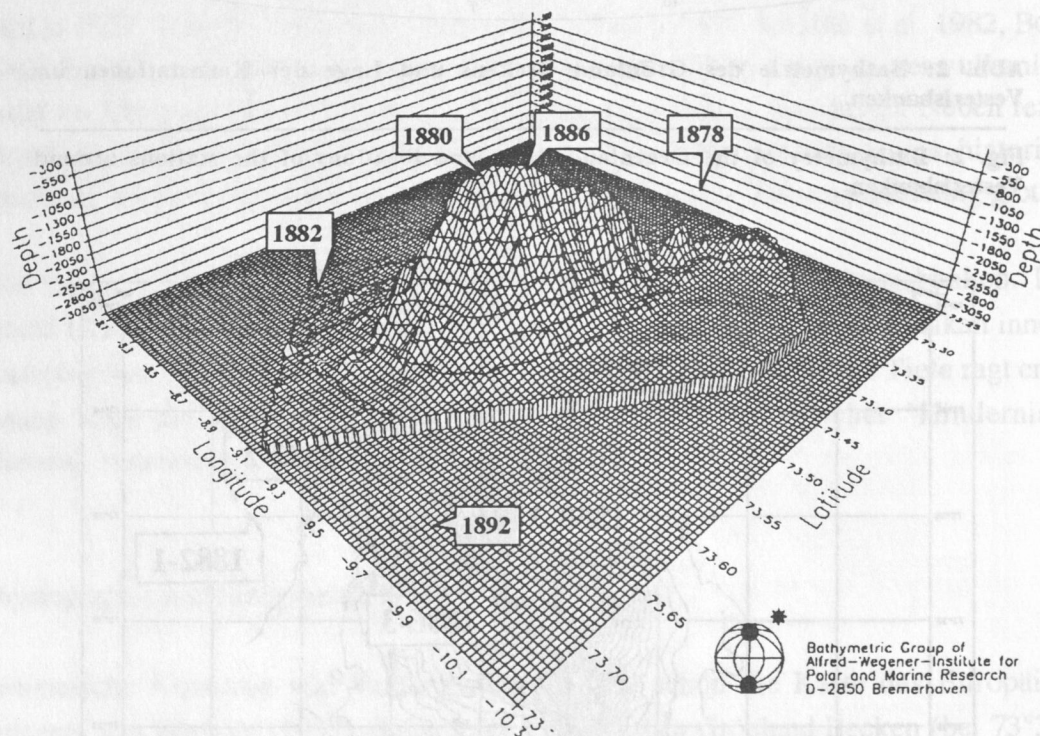


Abb. 4: Dreidimensionale Ansicht des Vesteris Seamounts aus Richtung Nordwest (Elevation 30°, Überhöhung 300 %, Gitterweite 600 m) nach THIEDE & HEMPEL (1991), um die in dieser Arbeit behandelten Stationsorte ergänzt.

Fig. 4: Three-dimensional view of the Vesteris Seamount from the Northwest (elevation 30°, exaggeration 300 %, grid width 600 m). Adapted from THIEDE & HEMPEL (1991). Locations of stations investigated in this study are indicated.

1.2 Paläozeanographie seit dem Mittelpleistozän

Die stabilen Sauerstoffisotope in Gehäusen planktischer Foraminiferen sind klimatische Indikatoren der Oberflächenwassermassen und bedeutsam für die Paläoklimaforschung (EMILIANI 1955, SHACKLETON & OPDYKE 1973, 1976, SHACKLETON 1987). Das Verhältnis der Sauerstoffisotope ^{16}O zu ^{18}O im Meerwasser hängt lokal von der Temperatur, vom Süßwassereintrag, von Verdunstungs- und Niederschlagsverhältnissen, und weltweit vom Volumen der auf dem Land als Schnee und Eis gebundenen, isotopisch leichten Wassermassen ab (CRAIG & GORDON 1965). Während der kalten Klimaepochen wird im Meerwasser das "schwere" Sauerstoffisotop angereichert, bei wärmeren Perioden das "leichte" ^{16}O -Isotop. Kalkiges Plankton speichert durch den Einbau dieser Isotope bei der Schalenbildung klimatisch relevante Informationen.

Das in den Schalen von *Neogloboquadrina pachyderma* sin. überlieferte Verhältnis der Kohlenstoffisotope dokumentiert den $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalt an gelöstem CO_2 im Oberflächenwasser und gibt somit ein Maß für Nährstoffumsatz und -regulierung und die Belüftung (BROECKER & PENG 1982, KROONICK 1980, RAU et al. 1989). Mittelbar kann damit die Umwälzung des Ozeans charakterisiert werden (vgl. WEINELT 1993).

Neben den genannten primären Einflüssen auf das klimatische Signal im Sediment können noch postsedimentäre Faktoren das Abbild verändern: Bioturbation, Diagenese oder laterale Advektion durch Eisberg- und Packeistransport sowie subglaziale Erosion (HUTSON 1980, STREETER et al. 1982, HENRICH 1986, BARD et al. 1987, WU et al. 1990).

Das Wechselspiel von Glazialen und Interglazialen während der letzten 400.000 Jahre ging mit markanten Änderungen der Oberflächenwassermassen und Strömungsmuster im Europäischen Nordmeeres einher und ist zum Teil in den jeweiligen Sedimenten dokumentiert (vgl. ELDHOLM et al. 1989, KÖHLER 1992, HENRICH 1992, WEINELT 1993). Die hochauflösende Sauerstoffisotopen-Stratigraphie von VOGELSANG (1990) belegt wiederholte, rapide Wechsel von Zirkulationsmustern im Europäischen Nordmeer (Abb. 5), wobei das heutige anti-ästuarine System während der Stadien 11, 9, 7 und 5 (Großteil) sowie zu Glazialzeiten des Stadiums 4 vorgeherrscht haben soll.

Nach KELLOGG (1975, 1976, 1977) und KELLOGG et al. (1978) war das Europäische Nordmeer fast durchgängig eisbedeckt. Eine Ausnahme stellt neben dem Holozän das Isotopenstadium 5.1 (Eem) mit moderaten klimatischen Bedingungen dar. Veränderte Eisbedeckung und -drift (LABEYRIE et al. 1987, SPIELHAGEN 1991) und damit gekoppelte Phasen zeitweiser Tiefenwassererneuerung (KOLTERMANN 1987, DUPLESSY et al. 1988,

JÜNGER 1993) bestimmen die paläozeanographischen Verhältnisse der Grönlandsee während der letzten ca. 400.000 Jahre.

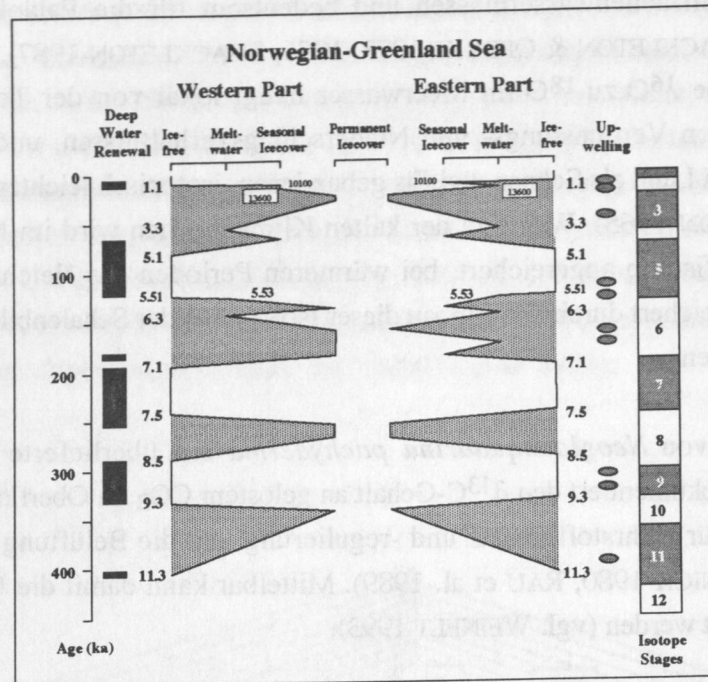


Abb. 5: Klima- und Zirkulationsveränderungen im Europäischen Nordmeer während der letzten 400.000 Jahre (umgezeichnet nach VOGELSANG 1990).

Fig. 5: Changes in climate and circulation in the GIN-Sea during the past 400,000 years (redrawn from VOGELSANG 1990).

1.3 Rezente Ozeanographie der Grönlandsee

Die gegenwärtige Hydrographie des Untersuchungsgebietes wird von den sich beeinflussenden weiträumigen Oberflächenströmungen und den zirkulierenden Tiefenwässern geprägt (Abb. 1, Abb. 6). Einen Überblick zur Situation im Europäischen Nordmeer geben AAGARD (1970), SWIFT & AAGARD (1981), KOLTERMANN (1987) und BERNER (1991). Vesterisbanken befindet sich rezent unter dem Einfluß der Arktischen Domäne (Abb. 1). Sie ist durch ozeanische Fronten von der Polaren Domäne des Ostgrönlandstromes und der Atlantischen Domäne des Norwegenstromes getrennt (SWIFT & AAGARD 1981). Die weitverbreitete Wassermasse der Arktischen Domäne (ARD) ist saliner und wärmer als polares Wasser, erreicht jedoch nicht die noch höheren Salinitäts- und Temperaturwerte des atlantischen Wassers. Die Eigenschaften der Wassermassen im Untersuchungsgebiet sind in Tab. 1 zusammengefaßt.

Tabelle 1: Temperatur und Salinität der Wassermassen in der Grönlandsee. Die Abkürzungen werden im Text erklärt und finden sich auch in Abb. 1 und 6.

Table 1: Temperature and salinity of the water masses in the Greenland Sea. The abbreviations are explained in the text (see also Figs. 1 and 6).

	Temperature	Salinity	Reference
Surface waters			
Polar waters (EGC, JMC)	< 0°C -1°C	< 34.4 ‰ 33 ‰	SWIFT (1986) HOPKINS (1991)
Intermediate waters			
AIW (RAC)	0.5 to 3°C	34.9 to 35 ‰	PAQUETTE et al. (1985) BERNER (1991)
Deep waters			
AODW	-0.5 to -0.8°C	34.93 to 34.95 ‰	HOPKINS (1991)
GSDW	-1.1 to -1.3 °C	34.88 to 34.90 ‰	SWIFT (1986)

Oberflächenströmungen

Die Region um das submarine "Basaltgebirge" von Vesterisbanken wird vom südwärts gerichteten Ostgrönlandstrom (EGC - East Greenland Current) beeinflusst, der polare Wassermassen führt (Abb. 6).

Eine zusätzliche Beeinflussung erfolgt durch den Jan Mayen Strom (JMC), der vom EGC vor der Jan Mayen Bruchzone (JMFZ) nach SE abzweigt und die Südflanke des Grönlandseewirbels darstellt.

Im Winter ist nahezu das gesamte Grönland Becken eisbedeckt. Im Sommer oszilliert die Eisrandlage dagegen weit nach Westen (GASCARD et al. 1988, BERNER 1991) mit starken interannuellen Unterschieden: Mit dem Ostgrönlandstrom werden große Mengen arktischen Meereises von der Framstraße in die Norwegisch-Grönländische See transportiert (VINJE 1977, 1985, VINJE & FINNEKASA 1986). Durch die Eisschmelze können sich dann Oberflächensalinitäten geringer als 29‰ einstellen (KOLTERMANN 1987). Unter die aus der Arktis einströmenden polaren Oberflächen-Wassermassen des EGC schichten sich rezirkulierte atlantische Wassermassen (AIW - Atlantic Intermediate Water) als südlich gerichteter Atlantischer Rückstrom (RAC - Return Atlantic Current, Abb. 1) im Bereich der Framstraße ein (PAQUETTE et al. 1985, QUADFASEL et al. 1987).

Tiefenwasserzirkulation

Von Norden her strömt Arktisches Ozean Tiefenwasser (AODW - Arctic Ocean Deep Water) am Kontinentalhang entlang in das Grönland Becken und vermischt sich hier mit Grönlandsee Tiefenwasser (GSDW - Greenland Sea Deep Water). GSDW entsteht im Winter bei der Neueisbildung. Durch Ausfrieren wird Salz angereichert, woraus eine Dichtezunahme und

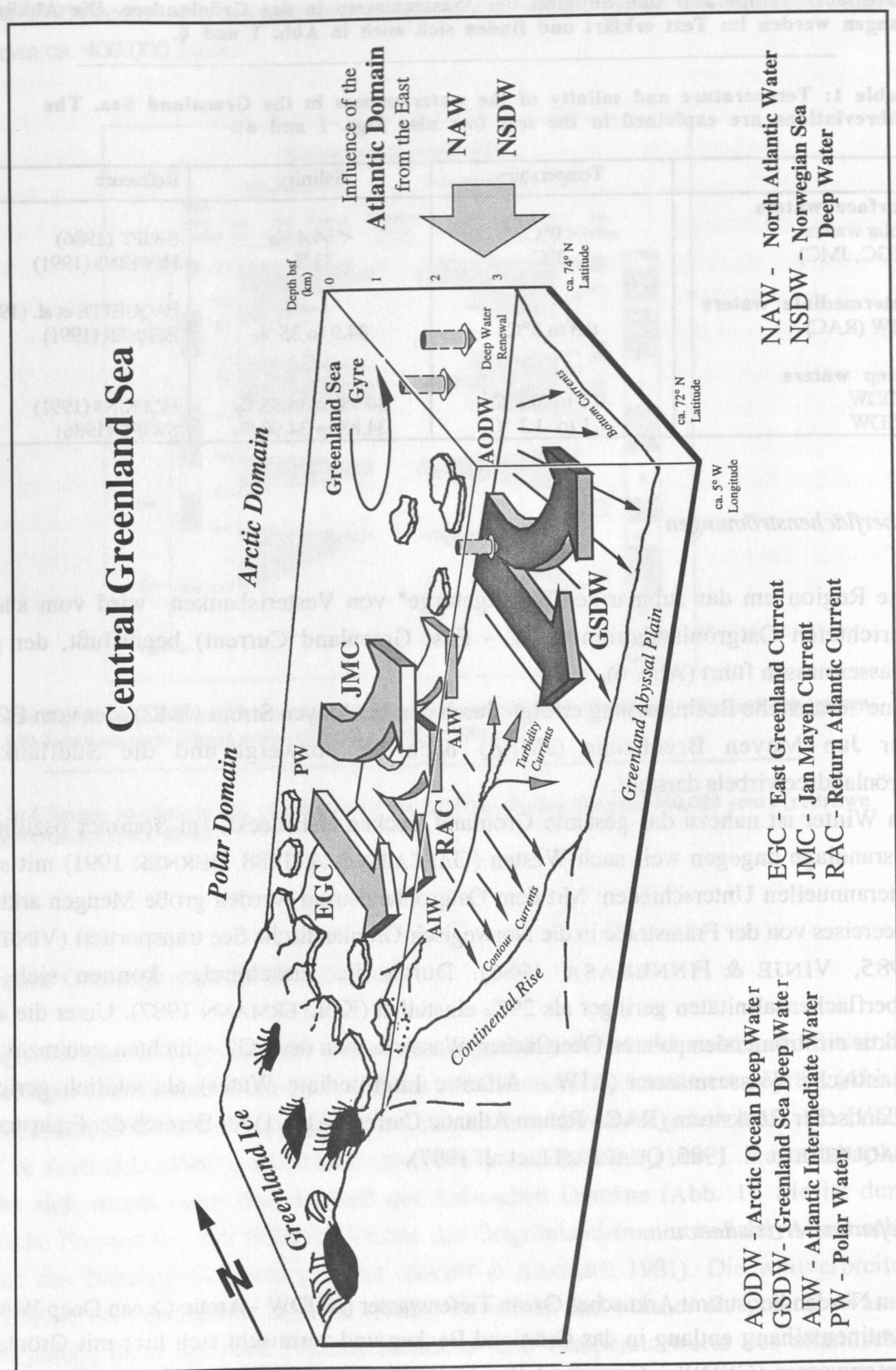


Abb. 6: Rezente Ozeanographie der Grönlandsee nach verschiedenen Autoren (s. Text).

Fig. 6: Recent oceanography of the Greenland Sea after several authors (see text).

Abkühlung von oberflächennahen Wassermassen resultiert. Diese sinken dann in vermutlich kleinskaligen Konvektionszellen ("chimneys", KILLWORTH 1979) ab (AAGARD et al. 1985, KOLTERMANN 1987, RUDELS et al. 1989, RUDELS 1990, vgl. Abb. 6). Die abgekühlten Wassermassen müssen jedoch nicht bis zum Boden absinken, sie können sich auch - je nach Dichte der Wassersäule - als "Zwischenwasser" einschichten. Das Grönländische Tiefenwasser quert den Mohns Rücken und fließt vermutlich südostwärts in das angrenzende Lofoten Becken (KOLTERMANN 1987).

1.4 Regionale Sedimentbedeckung um Vesterisbanken

Reflexionsseismische Profile belegen die sehr unregelmäßige Basement-Oberflächentopographie um den Seamountkomplex Vesterisbanken (HEMPEL et al. 1991).

Airgun-Profile gestatten eine Unterscheidung von 4 wesentlichen Reflexionstypen (Abb. 7):

- a) chaotische Diffraktionshyperbeln ohne erkennbare Internstruktur (kristalline Unterlage);
- b) Diffraktionshyperbeln kombiniert mit einer Folge schichtweiser Reflektoren (mit Sediment wechsellagernde Lava);
- c) durchgehende, geschichtete Reflektoren (hemipelagische Sedimente); und
- d) gut geschichtete, in ihrer Mächtigkeit schwankende Reflektoren (mass flows, Turbidite).

Die Mächtigkeit der Sedimenthülle nahe Vesterisbanken unterliegt in Abhängigkeit von der vulkanisch geprägten Unterlage relativ starken Schwankungen von mehr als 100 m (Depressionen). Beginnend ab der Fußregion wirkt die mit zunehmender Entfernung vom Vesteris Seamount mächtiger werdende Sedimenthülle morphologisch nivellierend. Top- und Flankenregionen des Seamounts besitzen - wenn überhaupt - eine nur geringmächtige Sedimentbedeckung. Unterwasseraufnahmen mit dem OFOS-System dokumentieren die spärlichen (bis wenige dm-mächtigen) Ablagerungen, welche dicht besiedelt sind und tiefenzonierte Benthosgemeinschaften aufweisen (HENRICH et al. 1992). Die nördliche Flankenregion des Seamounts ist topographisch rau ausgebildet, wohingegen die südöstliche Flanke relativ gleichmäßig abfällt. Im SW tritt der Untergrund durch einen Ausläufer basaltischer Schwellen des Seamounts morphologisch erneut in Erscheinung (Abb. 3, 4, 7).

Weder die Airgun-Profile (Abb. 7) noch 3,5 kHz-Echolotschriebe (vgl. HEMPEL et al. 1991) lassen die Ausbildung eines Grabens ("moat") um den Seamount erkennen. Allgemein sind in der südlichen und südöstlichen Umgebung des Vesteris Seamounts größere Sedimentmächtigkeiten überliefert (Profile 13/1, 13/II und 13/ VI, Abb. 7). Parasound-Aufzeichnungen von in der vorliegenden Arbeit behandelten Kernstationen 1878, 1882 und

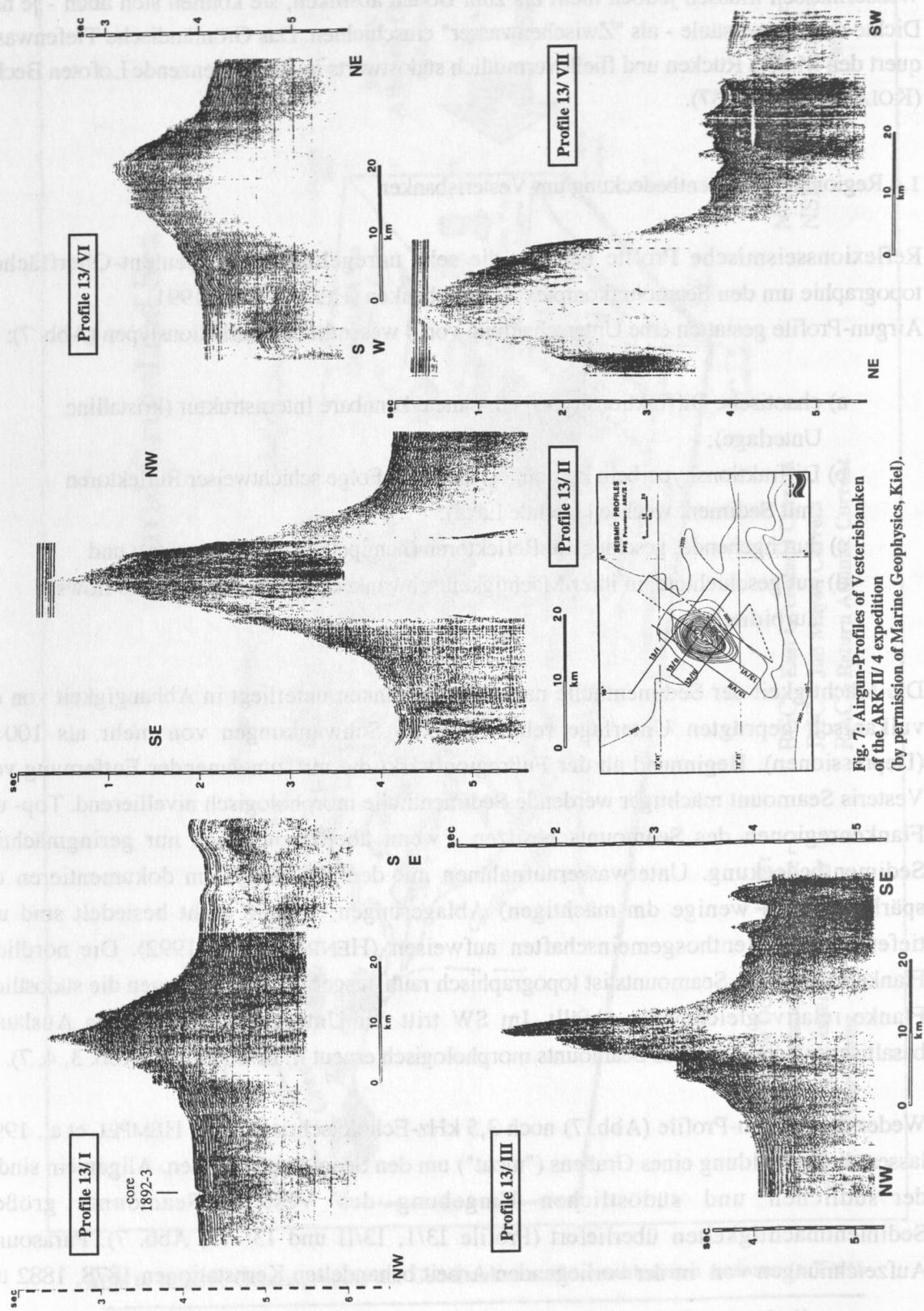


Fig. 7: Airgun-Profiles of Vesterisbanken of the ARK II/4 expedition (by permission of Marine Geophysics, Kiel).

1892 lassen ebenfalls eine unterschiedlich ausgeprägte Mächtigkeit der Ablagerungen erkennen (Abb. 8).

1. Kennzeichnung des Sedimentationsgeschehens im Gebiet von Vesterisbanken
- Welche Ablagerungstypen bestimmen das Untersuchungsgebiet?
- Welche Sedimentationsbedingungen herrschen?
- Welche Sedimentationsraten sind zu erwarten?
- Welche Sedimentationsmechanismen sind zu erwarten?
- Welche Sedimentationsstrukturen sind zu erwarten?

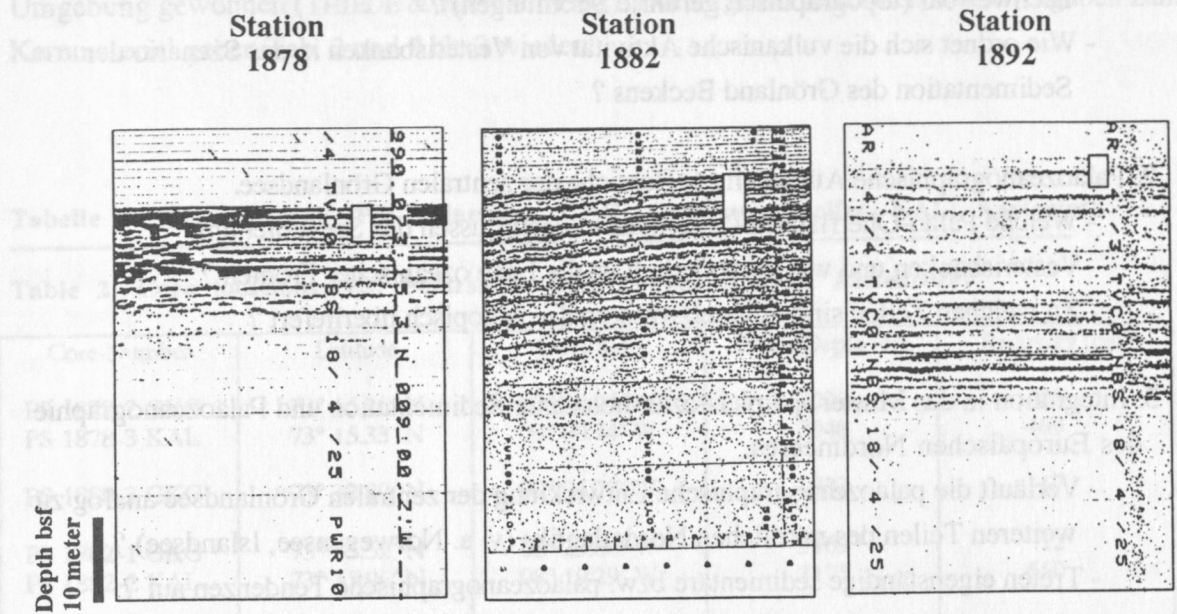


Abb. 8: Paraseismic-Aufzeichnungen aus der näheren Umgebung von Vesterisbanken im Bereich der Kernstationen 1878, 1882 und 1892. Man beachte die unterschiedliche akustische Eindringtiefe und die verschiedene Lage von Reflektoren. Die weißen Kästen markieren die Eindringtiefe der Kastenlotkerne.

Fig. 8: Paraseismic records of the vicinity of Vesterisbanken at the sites 1878, 1882 and 1892. Note the differences in penetration of the acoustic signal and the vertical occurrence of reflectors in the sediments. The white boxes mark the penetration depth of the kastencorers.

1.5 Fragestellung

Die vorliegende Arbeit soll einen Beitrag zur Rekonstruktion der klimatischen Entwicklung und des sedimentären Milieus eines bisher auf Grund schwerer Eisverhältnisse nur wenig erforschten Teils des Grönland Beckens leisten.

Zentrale wissenschaftliche Aspekte bzw. Fragen dieser Arbeit sind:

1. Kennzeichnung des Sedimentationsgeschehens im Gebiet von Vesterisbanken.

- Welche Ablagerungsprozesse bestimmen das Untersuchungsgebiet ?
- Gibt es eine *zeitliche* Abhängigkeit verschiedener Sedimentationsmuster ?
- Sind sedimentationsbeeinflussende Effekte des Seamounts auf dessen Umgebung nachweisbar (topographisch geführte Strömungen) ?
- Wie ordnet sich die vulkanische Aktivität von Vesterisbanken in das Szenario der Sedimentation des Grönland Beckens ?

2. Paläozeanographische Aussagen für Bereiche der zentralen Grönlandsee.

- Welche Paläo-Oberflächenwassermassen beeinflussen das Seegebiet um Vesterisbanken und wie veränderlich ist die Lage ozeanischer Fronten ?
- Zu welchen Zeiten sind Schmelzwasserpulse isotopisch überliefert ?

3. Integration in das Muster spätpleistozän-holozäner Sedimentation und Paläozeanographie des Europäischen Nordmeeres.

- Verläuft die paläozeanographische Entwicklung der zentralen Grönlandsee analog zu weiteren Teilen des nördlichen Nordatlantiks (v. a. Norwegensee, Islandsee) ?
- Treten eigenständige sedimentäre bzw. paläozeanographische Tendenzen auf ?

4. Vergleich mit globalen Klimaschwankungen.

- Lassen sich terrestrisch überlieferte Signale mit marinen Klimainformationen von Vesterisbanken-Sedimenten korrelieren ?
- Wie fügen sich die Veränderungen der zentralen Grönlandsee in das Bild globaler Klimaveränderungen ?

Zur Lösung der Aufgabenstellung erfolgt eine komplexe Bearbeitung von Sedimentkernen aus der Grönlandsee, wobei neben geophysikalischen und ozeanographischen vorrangig sedimentologische, mikropaläontologische und geochemische Untersuchungen einbezogen sind.

Diese Arbeit ist Mosaikstein der am GEOMAR-Forschungszentrum sowie am Sonderforschungsbereich 313 "Veränderungen der Umwelt: Der Nördliche Nordatlantik" der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel seit Mitte der 80er Jahre betriebenen klimaorientierten Meeresforschung.

2. Material und Methoden

2.1 Lage der Stationen

Während der Expedition ARK VII/1 mit FS "Polarstern" wurden kurze (Großkastengreifer - GKG) und lange Sedimentkerne (Kastenlot - KAL) von Vesterisbanken selbst bzw. dessen Umgebung gewonnen (THIEDE & HEMPEL 1991). Die Lage der Stationen sowie Angaben zum Kernmaterial geben Tab. 2 und Abb. 3 wieder.

Tabelle 2: Kernstationen (PS: Polarstern, GKG: Großkastengreifer, KAL: Kastenlot)

Table 2: Core locations (PS: Polarstern, GKG: boxcore, KAL: kastencore)

Core-Number	Latitude	Longitude	Water Depth (m)	Recovery (cm)
PS 1878-2 GKG	73° 15.10' N	09° 00.94' W	3038	40
PS 1878-3 KAL	73° 15.33' N	09° 00.74' W	3048	469
PS 1880-3 GKG	73° 32.80' N	09° 04.77' W	333	17
PS 1882-1 GKG	73° 35.52' N	08° 23.80' W	3169	12
PS 1882-2 KAL	73° 35.96' N	08° 19.29' W	3175	650
PS 1886-3 GKG	73° 32.29' N	09° 05.22' W	260	9
PS 1892-1 GKG	73° 44.05' N	09° 37.52' W	3125	18
PS 1892-3 KAL	73° 44.06' N	09° 41.17' W	3002	436

2.2 Beschreibung und Beprobung der Sedimentkerne

Die Erstbeschreibung des Materials erfolgte unmittelbar nach der Kernentnahme an Bord. Die Kerne wurden fotografiert und standardmäßig für Röntgenpräparate, für Magnetostratigraphie, zur Bestimmung physikalischer Eigenschaften und für Smear-Slide-Präparate beprobt. Eine detaillierte Kernbeschreibung, basierend auf dem Archivmaterial und Radiographien, befindet sich im Anhang (A-23 bis A-28). Die Farbangaben entsprechen den MUNSELL® Soil Color Charts. Beim späteren Öffnen der Archivliner erfolgte eine gezielte Probenahme (7-10 mm Spatelbreite) der Kastenlotkerne und am GKG 1878-2 alle 5 cm bzw. bei den weiteren GKG alle 4 cm für nachfolgende Untersuchungen (Probenvolumen je 50-70 cm³). Eine spezielle Beprobung (mm-Bereich) erfolgte in begrenztem Maße für granulometrische Analysen feinlaminiierter Sedimentabschnitte.

2.3 Methodik

Die angewandte Methodik und Ziele der Untersuchungen sind in Abb. 9 dargestellt. Die Herstellung der Röntgenpräparate an Bord sowie der Radiographien oblag Frau W. REHDER (Geologisch-Paläontologisches Institut der CAU Kiel).

Die Daten der physikalischen Eigenschaften der Sedimente (Wassergehalt, Feucht- und Trockenraumgewicht) wurden von Frau Dr. H. KASSENS (GEOMAR, Kiel) nach der bei HOLLER & KASSENS (1989) beschriebenen Methode erstellt.

2.3.1 Absolute Altersbestimmung (^{14}C)

An vier Proben erfolgte eine Datierung mittels AMS ^{14}C . Aus der Fraktion 125-250 μm wurden die benötigten 1200-1300 Exemplare von *N. pachyderma* sin. ausgelesen und an der ETH Zürich (Institut für Mittelenergiephysik) nach dem Standardverfahren (KROMER et al. 1987) gemessen. Die gemessenen Alter wurden nach BARD (1988), BARD et al. (1990) und WINN et al. (1991) korrigiert.

2.3.2 Analyse von stabilen leichten Isotopen ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$)

Für die Isotopenanalyse wurden generell je Probe 20-30 Individuen von *N. pachyderma* sin. aus der Subfraktion 125-250 μm ausgelesen (vgl. SCHIFFELBEIN & HILLS 1984, SCHIFFELBEIN 1986). Zur Probenaufbereitung nach DUPLESSY (1978) und GANSSSEN (1983) wurden die Foraminiferengehäuse aufgebrochen und mit Methanol ca. 25-30 sec. im Ultraschallbad gereinigt.

Die Messungen erfolgten mit dem Finnigan MAT 251 Massenspektrometer im C-14 Labor der CAU Kiel (Institut für Reine und Angewandte Kernphysik). Gemessen wurde $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ im Verhältnis zu einem internen Referenzgas (Eichung gegen NBS 20-Standard). Die Meßwerte wurden anschließend auf den PDB-Standard bezogen (CRAIG 1957, CRAIG & GORDON 1965). Die Gesamtreproduzierbarkeit liegt bei geringen Probenmengen (ca. 20 μg) für die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei 0,09 ‰ und für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bei 0,04 ‰ (ERLENKEUSER, pers. Mitt., 1994).

2.3.3 Granulometrie

Die Korngrößenzusammensetzung eines Sedimentes ist das Abbild des Zusammenwirkens von Materialangebot und Strömungsenergie und ist somit Ausdruck der jeweiligen Ablagerungsbedingungen.

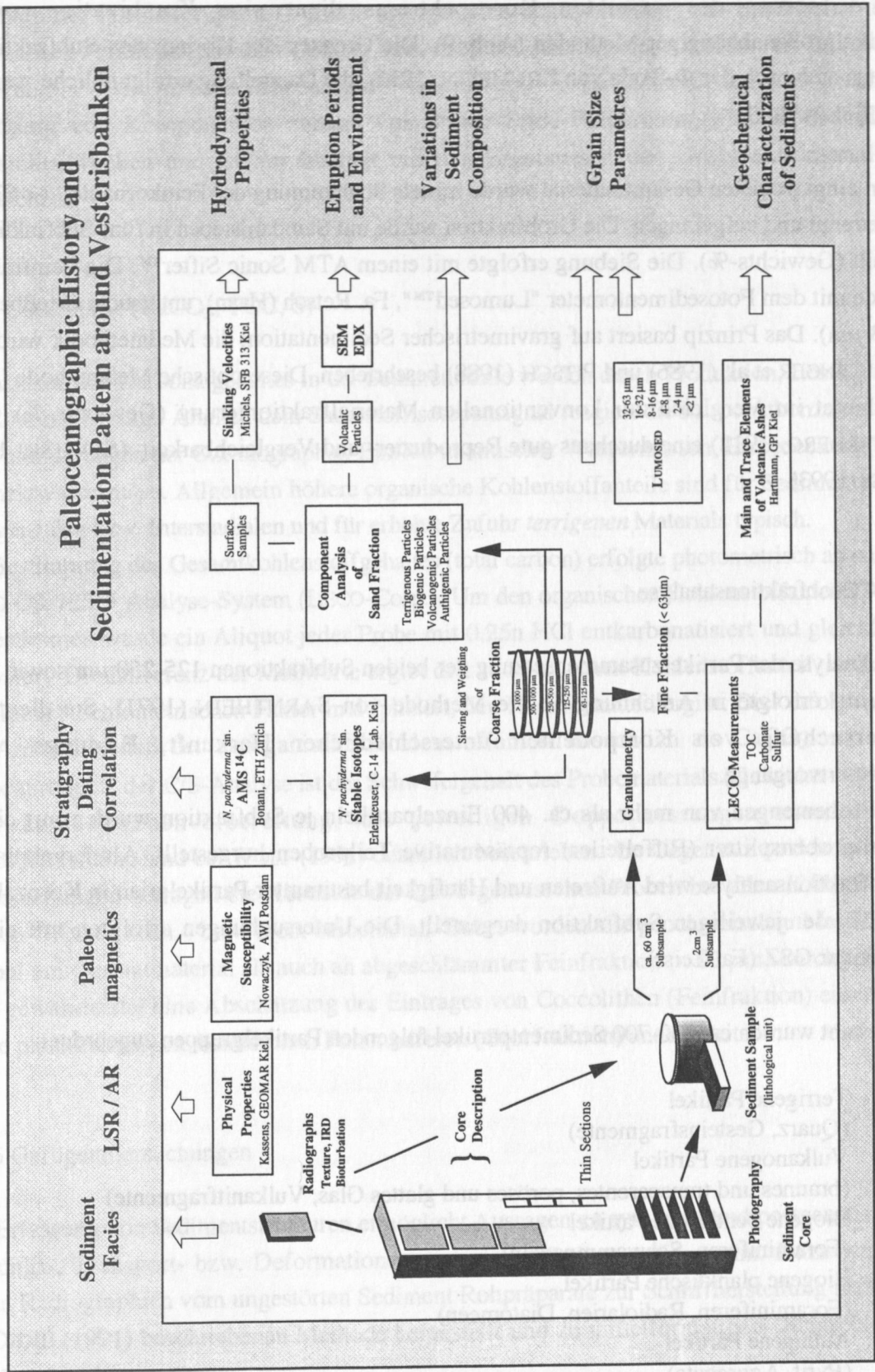


Abb. 9: Synopsis der Methoden und Ziele der Untersuchungen.

Fig. 9: Synopsis of methods and main goals of investigation.

Zur Erfassung des gesamten Kornspektrums dient eine Kombination zweier partikelgrößenabhängiger Methoden (Abb. 9). Die Grenzen der Korngrößen-Subfraktionen richten sich nach der Φ -Skala von KRUMBEIN (1936), die Darstellung erfolgt üblicherweise in der Einheit [μm].

Vom eingewogenen Gesamtmaterial wurde mittels Schlämmung der Feinkornanteil ($< 63 \mu\text{m}$) abgetrennt und aufgefangen. Die Grobfraction wurde mit Standardsieben in fünf Subfraktionen geteilt (Gewichts-%). Die Siebung erfolgte mit einem ATM Sonic Sifter™. Die Feinfraction wurde mit dem Fotosedimentometer "Lumosed™", Fa. Retsch (Haan), untersucht (Meßbereich 1-63 μm). Das Prinzip basiert auf gravimetrischer Sedimentation; die Meßmethodik wird von STAUDINGER et al. (1986) und PITSCH (1988) beschrieben. Diese optische Meßmethode (Vol.-%) bietet im Vergleich zur konventionellen Materialfraktionierung (Gewichts-%) nach ATTERBERG (1912) eine durchaus gute Reproduzier- und Vergleichbarkeit (SYVITSKI 1991, HASS 1993).

2.3.4 Grobfractionsanalyse

Die Analyse der Partikelzusammensetzung der beiden Subfraktionen 125-250 μm sowie 250-500 μm erfolgte in Anlehnung an die Methode von SARNTHEIN (1971). Sie dient der Untersuchung von Komponenten unterschiedlicher Herkunft, Bildungs- und Transportvorgänge.

Bei Probemengen von mehr als ca. 400 Einzelpartikeln je Subfraktion wurden mit einem Mikroprobensplitter (Riffelteiler) repräsentative Teilproben hergestellt. Als Ergebnis der Grobfractionsanalyse wird Auftreten und Häufigkeit bestimmter Partikelarten in Kornzahl-% (KZ-%) der jeweiligen Subfraktion dargestellt. Die Untersuchungen erfolgten mit einem Binokular GSZ (Fa. Zeiss).

Insgesamt wurden ca. 600-700 Sedimentpartikel folgenden Partikelgruppen zugeordnet:

- A - Terrigene Partikel
(Quarz, Gesteinsfragmente)
- B - Vulkanogene Partikel
(braunes und transparentes, poröses und glattes Glas, Vulkanitfragmente)
- C - Biogene benthische Partikel
(Foraminiferen, Schwammnadeln)
- D - Biogene planktische Partikel
(Foraminiferen, Radiolarien, Diatomeen)
- E - Authigene Partikel
(Pyrit, Aggregate)

Innerhalb der Partikelgruppen C und D erfolgte eine Unterscheidung der benthischen und planktischen Foraminiferen nach Gattung bzw. Art auf Grundlage der Arbeiten von BÉ (1977) und THIES (1991). Die mit einem Jenapol™-Mikroskop, Fa. Carl Zeiss (Jena), durchgeführte Schätzung von Komponenten anhand von Smear-Slide-Präparaten (Flächen-%) dient Übersichtszwecken und ist nur bedingt mit den Ergebnissen der Grobfractionsanalyse vergleichbar.

2.3.5 Geochemie (CaCO₃, TOC, S)

Variationen des Karbonatgehaltes in der Sedimentsäule werden durch Produktion, Lösung und Verdünnung bedingt. Ähnlich dem Sauerstoffisotopensignal reagiert die Karbonatkonzentration auf Veränderungen der Ozeanographie: Einfluß atlantischer Wassermassen, Eisbedeckung und Schmelzwasserpulse. Allgemein höhere organische Kohlenstoffanteile sind für Sedimente von Interglazialen bzw. Interstadialen und für erhöhte Zufuhr *terrigenen* Materials typisch.

Die Bestimmung des Gesamtkohlenstoffgehaltes (total carbon) erfolgte photometrisch an einem LECO CS-125™ Analyse-System (LECO-Corp.). Um den organischen Kohlenstoffanteil (TOC) zu bestimmen wurde ein Aliquot jeder Probe mit 0,25n HCl entkarbonatisiert und gleichfalls analysiert. Die Differenz der Meßwerte ergibt den anorganischen Kohlenstoffanteil, welcher, mit einem stöchiometrischen Faktor multipliziert, den Karbonatanteil ergibt. Dies erfolgt unter der Annahme, daß der anorganische Kohlenstoffanteil tatsächlich als CaCO₃ vorliegt. "Nebenprodukt" der C/S-Analyse ist der Schwefelgehalt des Probematerials (Gewichts-%). Die angewandte Probenvorbereitung, die jeweiligen Doppelmessungen sowie eine Fehlerbetrachtung sind bei WOLF (1991) detailliert beschrieben. Im Gegensatz zu den anderen Untersuchungen betragen die Abstände der LECO-gemessenen Proben bei allen KAL 10 cm, bei den GKG wurden 4 bzw. 5 cm beibehalten. Dabei wurden alle geochemischen Messungen sowohl am Gesamtmaterial als auch an abgeschlammter Feinfraction (< 63 µm) durchgeführt. Dies gewährleistet eine Abschätzung des Eintrages von Coccolithen (Feinfraction) einerseits sowie planktischen und benthischen Foraminiferen (Grobfraktion) andererseits.

Lineare Sedimentations- und Akkumulationsraten

Entsprechend der isotopengraphischen Bestimmung (Interpretation) von Altersprofilen werden die Sedimentationsraten unter "Zwischenhalter" entlang des Sedimentkerns durch lineare Interpolation. Die Annahme einer konstanten Sedimentation und der unberücksichtigte Einfluß

Die Erfassung von Sedimentstrukturen ermöglicht Aussagen zu syn-, epi- und postgenetischen Bildungs-, Transport- bzw. Deformationsprozessen im Sedimentationsraum. Dazu wurden neben Radiographien vom ungestörten Sediment Rohpräparate zur Schliiffherstellung nach der bei DIDIE (1991) beschriebenen Methode hergestellt und zu mittelformatigen Dünnschliffen (10x1 cm) weiterverarbeitet.

2.3.7 Sinkgeschwindigkeitsanalysen

Eigenschaften wie Größe, Dichte, Form und Oberflächenbeschaffenheit von Partikeln finden ihren Ausdruck in einer adäquaten Sinkgeschwindigkeit bei einem (nicht-turbulenten, vertikalen) Sedimentationsvorgang. Unter Berücksichtigung des Zusammenhanges von Sinkgeschwindigkeit und Transportverhalten (vgl. YANG 1973, KOMAR & CLEMENS 1986, MICHELS 1994) sind mit Hilfe der Analyse von Sinkgeschwindigkeiten Aussagen zum hydrodynamischen Sedimentationsregime möglich. Als Maßeinheit findet in analog der Korngrößeneinheit "PHI" (KRUMBEIN 1936) für Partikelgruppen gleicher Sinkgeschwindigkeit die Einheit "PSI" Verwendung, wobei statt des Korndurchmessers die Sinkgeschwindigkeit (cm/s) gemessen wird (vgl. OEHMIG 1990). Die Sinkgeschwindigkeitsverteilung eines (heterogenen) Sedimentes ist meist polymodal (OEHMIG 1990, MICHELS 1994). Diese polymodale *Gesamt*-Verteilung wird in ihre jeweiligen *Komponenten*-Verteilungen zerlegt, um (par-) "autochthone" Partikelgruppen von allochthonen zu differenzieren. Eine neu entwickelte experimentell-analytische Methode zur Zerlegung von polymodalen Sinkgeschwindigkeitsverteilungen findet seit kurzem Anwendung (MICHELS 1994, MICHELS in Vorb., OEHMIG & MICHELS 1994). Abweichungen von den nach dieser Methode extrahierten "Standard"-Verteilungen einzelner Komponenten können somit erkannt und ursächlich mit bestimmten Strömungs-, Transport- und Erosionsprozessen in Zusammenhang gebracht werden (vgl. MICHELS 1994).

Die Analyse der Sinkgeschwindigkeiten an fünf Oberflächenproben des Gebietes von Vesterisbanken wurde von Dr. Michels (Kiel) durchgeführt. Für Partikel der Grobfraction (größer 63 μm) erfolgten diese Untersuchungen mit einer Sedimentationswaage Macrogranometer™. Mit einem Separator 3S™ werden sedimentierende Partikel in unterschiedliche Sinkgeschwindigkeitsklassen aufgetrennt. Die Feinfraction wurde zu Sinkgeschwindigkeits- und Korngrößenanalysen mit SediGraph 5000E (Fa. MICROMERITICS) bzw. Silt-Sedimentationswaage JDE 46 A10 (Fa. JANTRON) untersucht. Apparaturen, Analysenmethodik und Fehlerbetrachtungen sind zusammengefaßt bei SINGER et al. (1988), SYVITSKI (1991) und MICHELS (1994) dargestellt.

2.3.8 Paläomagnetische Untersuchungen

Die (primäre) magnetische remanente Magnetisierung von Ablagerungen - oft subsequent überprägt - archiviert Erdmagnetfelddaten zum Zeitpunkt der Sedimentbildung und ist damit für magnetostratigraphische Zwecke bedeutsam (vgl. CORDES 1990, NOWACZYK 1991). Zur Erfassung des Gehaltes an magnetischen Trägermineralen (vorwiegend Magnetit) in Sedimenten dienen Messungen deren magnetischer Suszeptibilität. In Kombination mit anderen sedimentologischen, isotopengeochemischen oder biostratigraphischen Befunden existiert

dadurch ein wichtiges Mittel zur Korrelation und stratigraphischen Einordnung der Sedimentkerne.

Alle paläomagnetischen Labormessungen erfolgten durch Dr. Nowaczyk an einem triaxialen Kryogenmagnetometer (Cryogenics Consultants, Model GM 400). Dessen Funktionsprinzip sowie der Aufbau der Meßapparatur werden bei GOREE & FULLER (1976) und NOWACZYK (1985) beschrieben. Würfelförmige Einzelproben ($6,2 \text{ cm}^3$) wurden alle 4-5 cm den Sedimentkernen KAL 1878-3 und KAL 1882-2 entnommen. Kontinuierliche Ganzkernmessungen der magnetischen Suszeptibilität erfolgten alle 0,5 cm mit einem Bartington Susceptibility Meter M.S.2 an Bord während der Expedition ARK VII/1 an allen drei Kastenlotkernen. Bei KAL 1892-3 wurde allerdings der obere Kernmeter nicht berücksichtigt. Dieser war durch die Kernentnahme für diese Spezialuntersuchungen zu sehr gestört, so daß paläomagnetisch *auswertbare* Ergebnisse nicht erwartet werden konnten (NOWACZYK, pers. Mitt., 1994). Meßvorgang und Geräteanordnung zur Suszeptibilitäts-Bestimmung erläutern NOWACZYK (1991) und NOWACZYK et al. (1991).

2.3.9 Mathematische und statistische Methoden

Die Bearbeitung der Proxydaten mit mathematischen und statistischen Methoden ermöglicht die abstrahierende Kenngrößenbeschreibung, die Verdeutlichung objektiver Trends und die Herausstellung von Einflußfaktoren auf komplexe Datenmengen.

Granulometrische Parameter

Die Untersuchungsergebnisse zur Korngrößenverteilung der Sedimente bilden die Grundlage zur Berechnung der granulometrischen Parameter. Dabei werden je Probe mittlere Korndurchmesser (Mean), Streuung (Sorting), Schiefe (Skewness) und Spitzigkeit (Kurtosis) nach Methoden von FRIEDMAN & SANDERS (1978) bestimmt. Diese statistischen Sedimentparameter sollen die Interpretation bezüglich der Bildungs- und Transportvorgänge unterstützen.

Lineare Sedimentations- und Akkumulationsraten

Entsprechend der isotopestratigraphischen Bestimmung (Interpretation) von Altersfixpunkten erfolgt eine Zuordnung absoluter "Zwischenalter" entlang des Sedimentkernes durch lineare Interpolation. Die Annahme einer konstanten Sedimentation und der unberücksichtigte Einfluß von Kompaktion im Kernprofil verursachen jedoch eine nur bedingte Genauigkeit der durch Quotientenbildung ermittelten Linearen Sedimentationsrate (LSR).

Zur Berücksichtigung unterschiedlicher sedimentphysikalischer Eigenschaften wird mit Hilfe der Trockenraumdichte (DBD: dry bulk density) und der Linearen Sedimentationsrate (LSR) die Gesamt-Akkumulationsrate (AR_{BULK}) errechnet (VAN ANDEL et al. 1975). Dabei wird die Trockenraumdichte aus Feuchtraumdichte (WBD: wet bulk density) und Porosität (POR) sowie

der Dichte von Meerwasser ($1.025 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$) nach EHRMANN & THIEDE (1985) wie folgt ermittelt:

$$(1) \quad \text{DBD} = \text{WBD} - (1.025 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3} * \text{POR} * 10^{-2})$$

Somit ergibt sich die Akkumulationsrate des Gesamtsediments:

$$(2) \quad \text{AR}_{\text{BULK}} [\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}] = \text{DBD} [\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}] * \text{LSR} [\text{cm}\cdot\text{ky}^{-1}]$$

Damit berücksichtigt die Akkumulationsrate die Kompaktion eines Sediments unter der Annahme, daß der Porenraum vollständig wassererfüllt ist und diagenetische Effekte vernachlässigt werden können (VAN ANDEL et al. 1975, THIEDE et al. 1986).

Nach THIEDE et al. (1982), BOHRMANN (1988), HENRICH et al. (1989) sowie WOLF (1991) wird für die Berechnung von Akkumulationsraten, die sich auf einzelne Parameter beziehen, deren prozentualer Anteil am Gesamtsediment (%) mit AR_{BULK} multipliziert:

$$(3) \quad \text{AR}_{\text{Parameter}} [\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}] = \text{Parameter} [\text{Gew.}\%] * \text{AR}_{\text{BULK}} [\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}]$$

Die Errechnung von Akkumulationsraten von Komponenten innerhalb der Grobfraction - also innerhalb einer Teilmenge - folgt der Gleichung:

$$(4) \quad \text{AR}_{\text{Komp}} [\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}] = \text{Komponente} [\%] * \text{AR}_{>63\mu\text{m}} [\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}]$$

Je nach Datenqualität wird der Anteil eines Parameters/ einer Komponente in [Gewichts-%] oder in [Kornzahl-%] berücksichtigt. Dabei ist jedoch die Einheit [Kornzahl-%] nicht massebezogen, weswegen man die Berechnung modifizieren und den Begriff "Akkumulationsrate" (AR) präzisieren müßte. ALTENBACH (1992), STRUCK (1992) und NEES (1993) verwenden beispielsweise zur Charakterisierung des Fluxes benthischer Foraminiferen den Begriff der "Individuen-Akkumulationsrate" (INDAR). Da jedoch allgemein der AR-Begriff üblich ist, wird dieser auch hier verwendet.

WOLF (1991) gibt für Ergebnisse nach den vorstehenden Berechnungen eine umfangreiche Fehlerbetrachtung.

3. Variabilität sedimentologischer Kennwerte

Zur Dokumentation werden die gemessenen und berechneten Daten vorerst ausschließlich gegen die (unkorrigierte) Kernteufe dargestellt. Zeitlich *hochauflösende* Variationen einzelner Parameter gehen durch diese Darstellungsweise nicht "verloren". Eine weitgehend einheitliche Skalierung der Diagramme gewährleistet eine gute Vergleichbarkeit der Daten. Die (später) ermittelte Stratigraphie der Kernabschnitte ist zur Übersicht dennoch gegen die Teufe abgetragen (Abb. 13-15, 17). Die Darstellung und Auswertung *ausgewählter* Parameter gegen die äquidistante Zeitachse erfolgt ab Kapitel 4. Sinngemäß gilt dies auch für den "Anschluß" der KAL bezüglich der Kernteufe an die Oberflächensedimente der GKG (Kap. 3.10), weswegen im Kapitel 3 die getrennte Darstellung von GKG- und KAL-Daten bevorzugt wird und teufenkorrigierte (zusammengefaßte) Darstellungen erst ab dem nächsten Kapitel Verwendung finden.

3.1 Sedimentbeschreibung und Feinstrukturen

Bei der Beschreibung finden die vulkanischen Festgesteine basanitischer bzw. trachyandesitischer Zusammensetzung keine Berücksichtigung. Petrologische Untersuchungen hierzu erfolgten durch HÖRMANN & RAASE (in Vorb.) sowie HAASE & DEVEY (in Vorb.). HOECK & HARTMANN (in Vorb.) untersuchten Oxidkrusten auf Basalten unter geochemischem Aspekt. Die Umgebung des Vesteris Seamounts wird dominiert von:

1. Feinklastika mit mittlerem und hohem Biogenanteil;
2. Feinklastika mit hohem Terrigenanteil, oft laminiert
(Grobfraktionsanteil < 10 Gew.-%);
3. Pyroklastika (vulkanische Aschen)
(Grobfraktionsanteil mindestens 20 Gew.-%).

Die Beschreibungen der langen Sedimentkerne (KAL) von Vesterisbanken befinden sich im Anhang. Vorherrschend sind gelb-/olivbraune Farbtöne (5YR und 10YR) der tonigen bzw. schluffigen Ablagerungen; Aschehorizonte sind grau (meist N2 - nach MUNSELL® Soil Colour Charts). Tephralagen (splittrige Glasfragmente vergesellschaftet mit Gesteinsbruchstücken und kristallinen Komponenten) finden sich an allen drei KAL-Lokationen durchgängig im Profil. Eine grobe Unterscheidung kann zwischen den

- grobkörnigen, dunkelgrau-schwarzen Aschen (braunes Glas, häufig Hohlräume) und den
- feinkörnigen, olivfarbenen Aschen (hellgelbes Glas, kaum Hohlräume)

getroffen werden (Abb. 10).

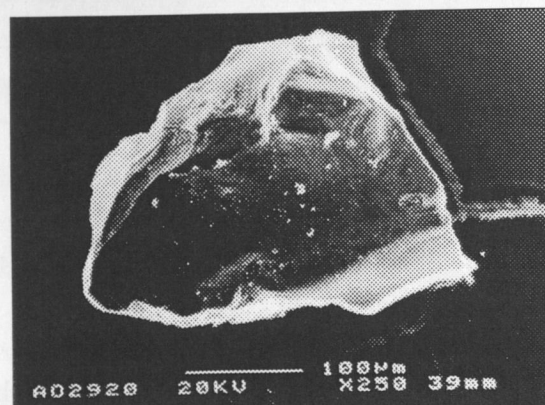
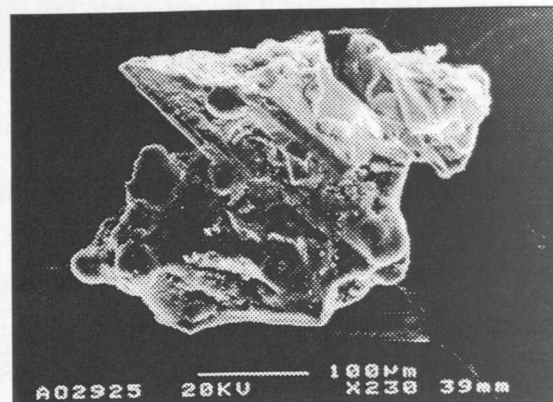
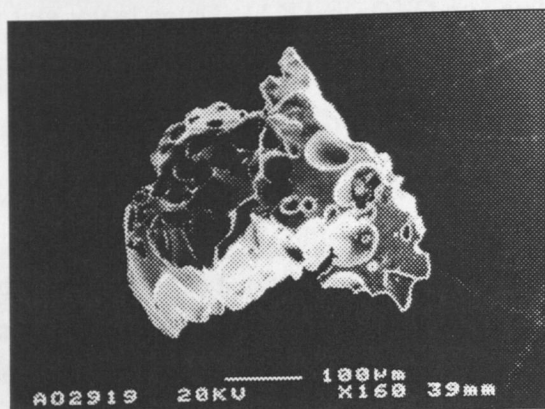
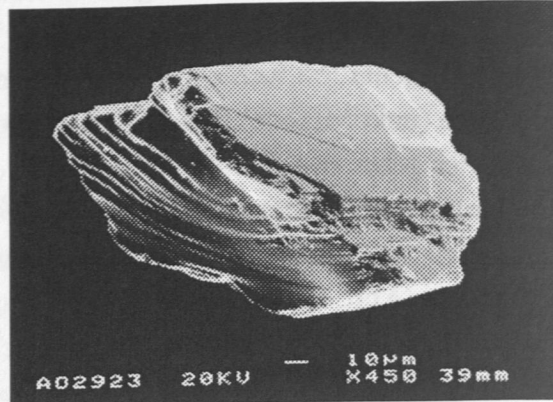
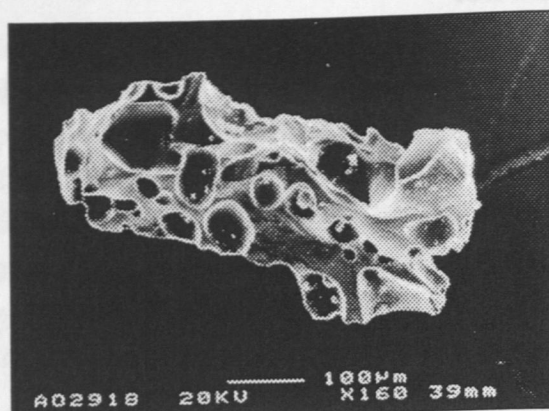
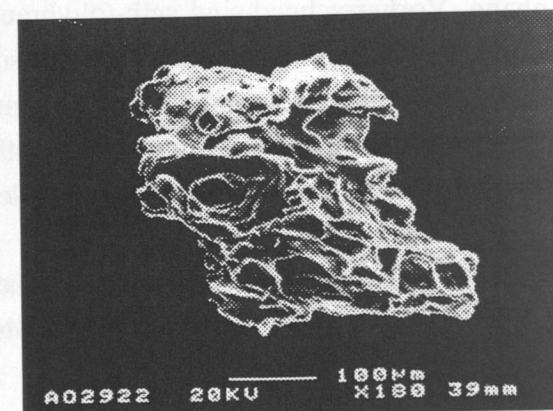
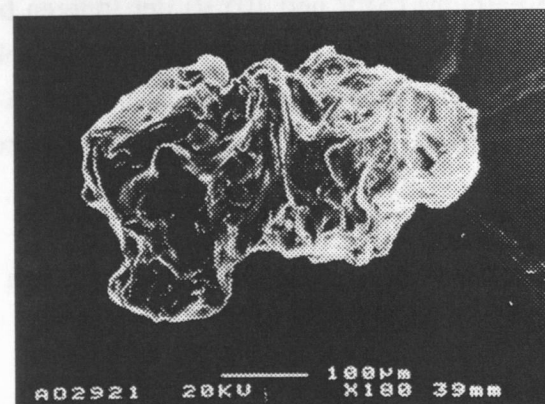


Fig. 10: SEM micrographs of volcanic glass particles of Vesterisbanken ashes.

1	5
2	6
3	
4	7

- 1 - brown vesicular volcanic glass (1882-2, core depth 430 cm)
- 2 - brown vesicular glass particle (1882-2, core depth 430 cm)
- 3 - transparent yellowish glass (1882-2, core depth 480 cm)
- 4 - transparent vesicular glass (1878-3, core depth 50 cm)
- 5 - brownish volcanic glass (1878-3, core depth 115 cm)
- 6 - red glass particle (1892-3, core depth 170 cm)
- 7 - transparent vesicular glass (1878-3, core depth 50 cm)



Südlich des Seamounts sind Aschen in vier nahezu regelmäßigen Abfolgen überliefert (Abb. 11, Kern 1878-2). Innerhalb dieser Tephraabfolgen unterscheidet WALLRABE-ADAMS (in Vorb.) meist drei Subzyklen. Diese Subzyklen setzen oftmals mit einem dunkelbraunschwarzen, grobkörnigen Tephrahorizont (schrägeschichtet bzw. wellig-laminar) ein. Der Anteil an vulkanischen Aschepartikeln nimmt innerhalb eines Subzyklus' nach dem Hangenden hin diskontinuierlich ab, da terrigene und biogene Komponenten den oberen Abschnitt dominieren, in welchem jedoch auch weiterhin feinkörnige Glaspartikel auftreten. Die vulkanischen Aschen sind deutlich durch turbiditische Strömungen beeinflusst, eine Zuordnung zu Turbidit-Abteilungen des unteren Strömungsregimes nach BOUMA (1962) ist möglich (Abb. 11). Detailuntersuchungen (Sinkgeschwindigkeitsanalysen) an Schichten einzelner Subzyklen von WALLRABE-ADAMS (in Vorb.) unterstützen diese Zuordnung. Oberflächennah treten an den KAL-Stationen keine pyroklastischen Ablagerungen auf, was durch die Beprobung der Stationen mittels Großkastengreifer (bis 40 cm Teufe keine Aschelage) belegt ist.

Oft sind braune bis dunkelbraune siltige und sandige Schlämme vertreten. Diese sind bioturbat durch cm-große Röhren (*Planolites*-Typ) und durch netzförmige *Mycelia*-Bauten durchwühlt. Mit ihren geringen Karbonatwerten bis 10 Gew.-% und mittleren TOC-Werten von 0,2-0,3 Gew.-% entsprechen diese Ablagerung annähernd dem Faziestyp B (HENRICH 1989, HENRICH et al. 1989). Diese Fazies ist nach HENRICH (1989) für den Beginn und das Ende von Interglazialen typisch. Ebenso häufig sind graue siltige Sedimentabschnitte, welche mit denen der Fazies B alternieren. Sie besitzen erhöhte Grobfractionsanteile an terrigenem Detritus, ähnliche Bioturbationsspuren und ähneln der glazialen Fazies C nach HENRICH (1989).

Die (hemi)pelagischen Sedimente der Faziestypen B und C sind mitunter durch olivgraue bis graubraune, laminierte Horizonte unterbrochen. Radiographien und Schliffpräparate von den Kastenlotkernen zeigen rhythmisch gelagerten siltigen Ton, tonigen Silt bzw. seltener sandigen Silt. Die Lamination besteht aus einfachen Wechsellagerungen von Ton und Silt ohne systematische Variation der Mächtigkeit der Laminae. Neben Terrigenmaterial (angerundeter Quarz) bestehen die siltigen Schichten aus vulkanischem Detritus und mitunter aus biogenen Komponenten (Foraminiferen und Coccolithen). Diese Kernabschnitte (gewöhnlich weniger als 5 cm Schichtmächtigkeit) sind laminiert und sowohl gradiert als auch invers gradiert. Sie haben in der Regel scharfe Schichtgrenzen an Top und Basis. Speziell (regulär) gradierte Schichten sind mitunter nur an der sandig ausgebildeten Basis scharf begrenzt. Jedoch sind primäre Sedimentstrukturen oftmals mehr oder weniger stark von Bioturbation überprägt (Schichtbeschreibung im Anhang, A-23 bis A-28). Diese Fazies ähnelt zwar den Faziestypen E und F nach HENRICH (1989), ist diesen jedoch nicht gleichzusetzen, da sie keine "dropstones" und "mudclasts" enthalten. Sporadisch treten in den Kernprofilen mm-mächtige, rötlich-orange Oxidationshorizonte auf, deren Laminae deutlich verfestigt sind.

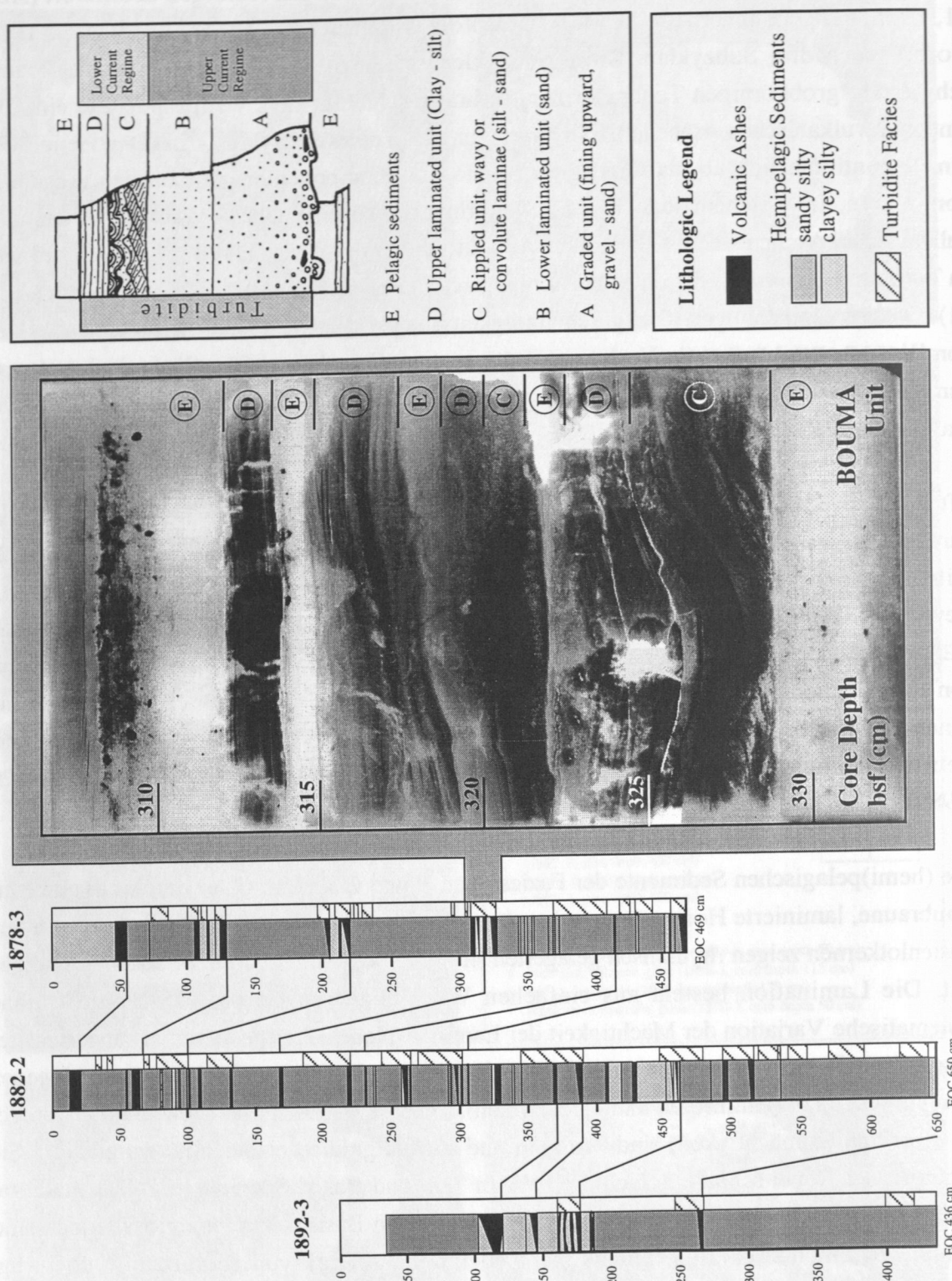


Abb. 11: Lithologie der langen Sedimentkerne (KAL). Vulkanische Aschezyklen sind durch turbiditische Strömungen beeinflusst (Turbiditsequenzen nach BOUMA 1962).

Fig. 11: Lithology of the long sediment cores (kastencores). Volcanic ash cycles exhibit an influence of turbidity currents (Turbidite units after BOUMA 1962).

3.2 Sedimentphysikalische Parameter

Die Proben der Stationen 1878 und 1892 (GKG und KAL) sowie GKG 1880-3 wurden während der Expedition ARK VII/1 an Bord zur Untersuchung der sedimentphysikalischen Parameter (Naßdichte, Trockendichte, Porosität) beprobt. Station 1882 wurde auf Grund der häufigen Asche- und Sandlagen (hoher Grobkornanteil) nicht berücksichtigt (KASSENS, pers. Mitt., 1991). Auch war eine spätere Messung im Heimatlabor durch lagerungsbedingte Wasserverluste nicht mehr möglich.

Wassergehalt, Porosität, Feucht- und Trockenraumdichten der untersuchten Kerne unterliegen deutlichen Schwankungen im Profil und sind von Kern zu Kern nicht miteinander zu parallelisieren. Exemplarisch sind in Abb. 12 die Trockenraumdichten der Kerne aufgeführt.

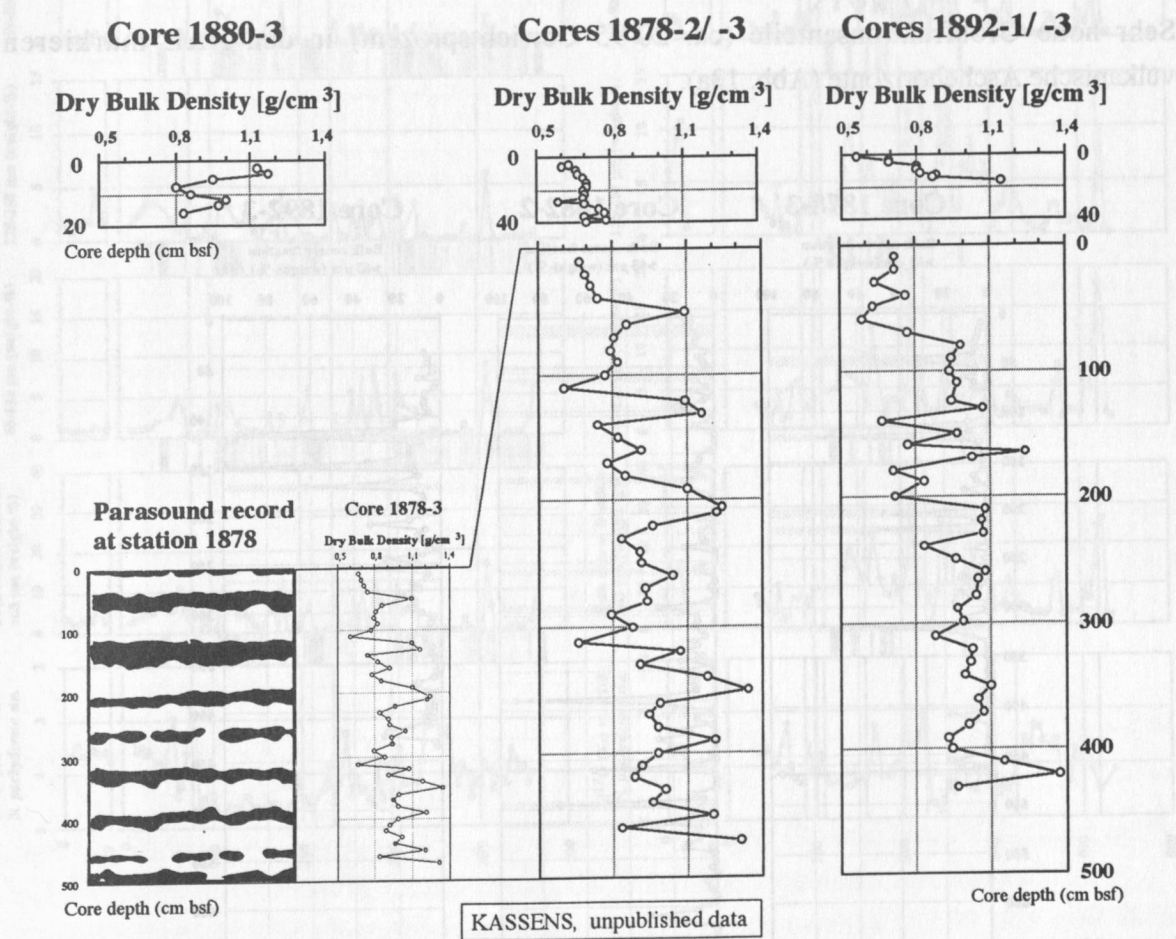


Abb. 12: Trockenraumgewichte (DBD) der Kerne 1880-3, 1878-2/ -3 und 1892-1/ -3. Kastencore 1878-3 im Vergleich mit der Parasound-Aufzeichnung dieser Station.

Fig. 12: Dry bulk densities (DBD) of sediment cores 1880-3, 1878-2/ -3 and 1892-1/ -3. Kastencore 1878-3 in comparison with the record of the Parasound-System at this station.

Die sedimentphysikalischen Parameter sind durch granulometrische Variationen bedingt und geben die Texturen der Ablagerungen wieder. Grobkörnige Aschelagen besitzen einen hohen Wassergehalt (bis ca. 150 Gew.-%), während sich granulometrisch feine (lamierte) Kernabschnitte durch relativ geringe Wassergehalte (minimal 25 Gew.-%) auszeichnen. Die mittleren Wassergehalte der "normalen" (hemi)pelagischen Sedimentabschnitte betragen ca. 50-70 Gew.-%). Eine Korrelation sedimentphysikalischer Parameter - Ausdruck unterschiedlicher Lithologien - mit Parasound-Reflektoren ist vorhanden (Abb. 12). Alle Meßdaten der sedimentphysikalischen Parameter befinden sich im Datenanhang (A-22).

3.3 Korngrößenverteilung

Grobfraktion ($> 63 \mu\text{m}$)

Sehr hohe Grobfraktionsanteile (ca. 20-95 Gewichtsprozent) in den KAL markieren vulkanische Aschehorizonte (Abb. 13a).

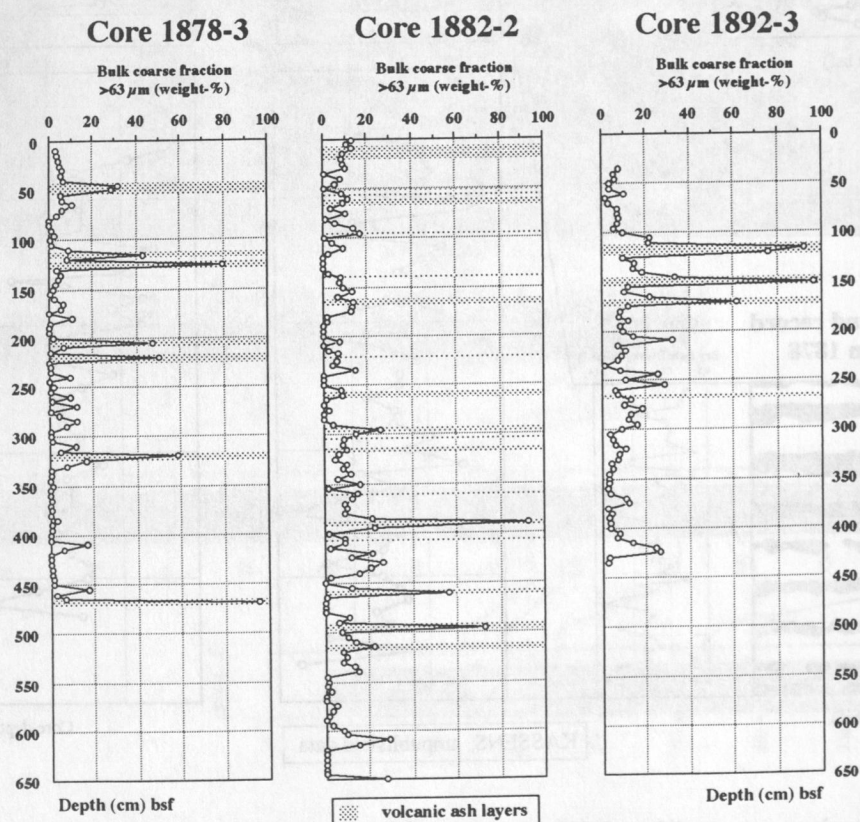
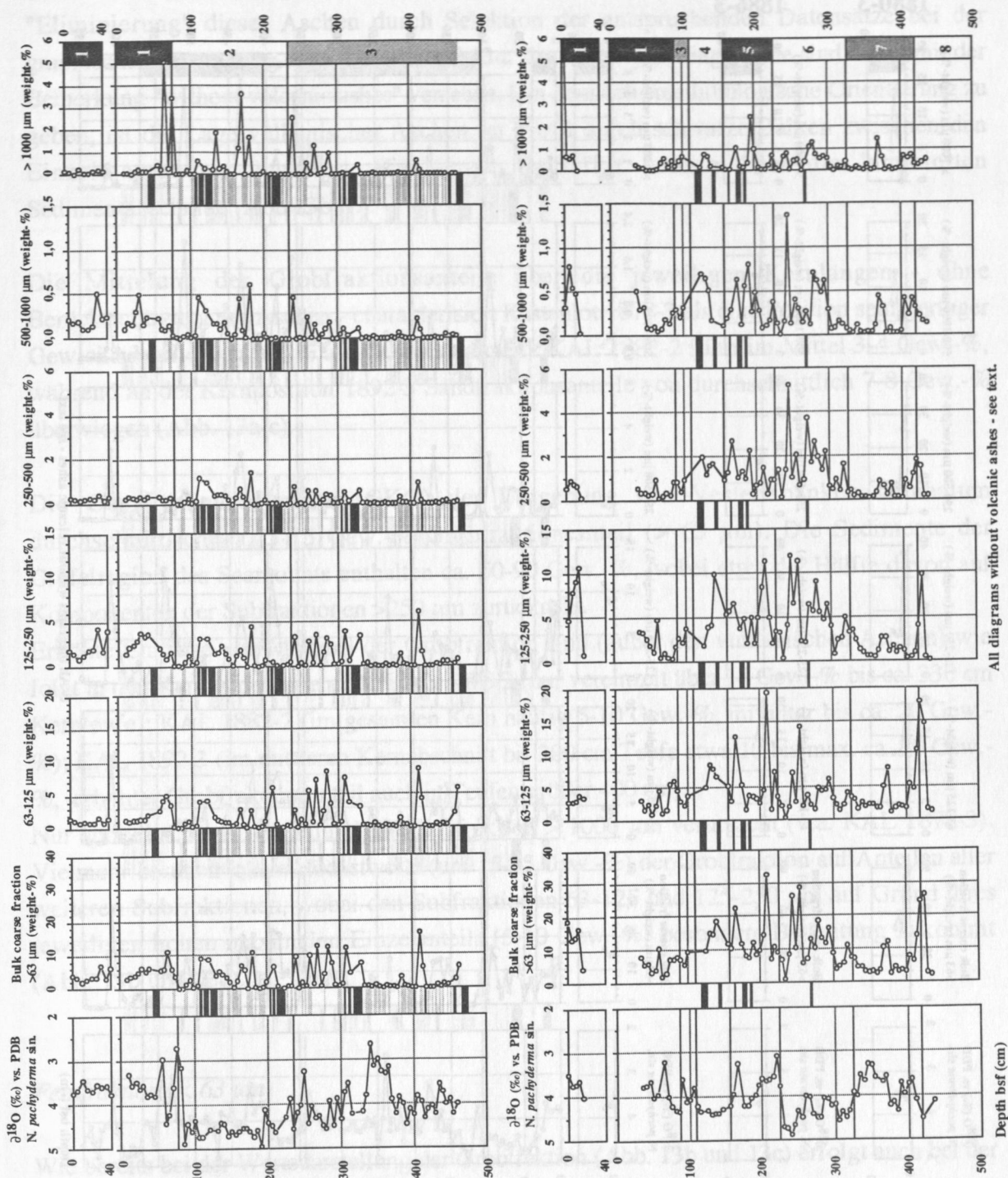


Abb. 13a: Gewichtsanteile der Grobfraktion ($> 63 \mu\text{m}$) am Gesamtsediment der langen Kerne versus Kerntiefe (cm). Maximalwerte sind durch vulkanische Aschen verursacht.

Fig. 13a: Weight percentage of coarse fraction ($> 63 \mu\text{m}$) of the bulk-sediment of the long cores versus core depth (cm bsf). Maxima are caused by volcanic ash horizons.

Cores 1878-2/-3

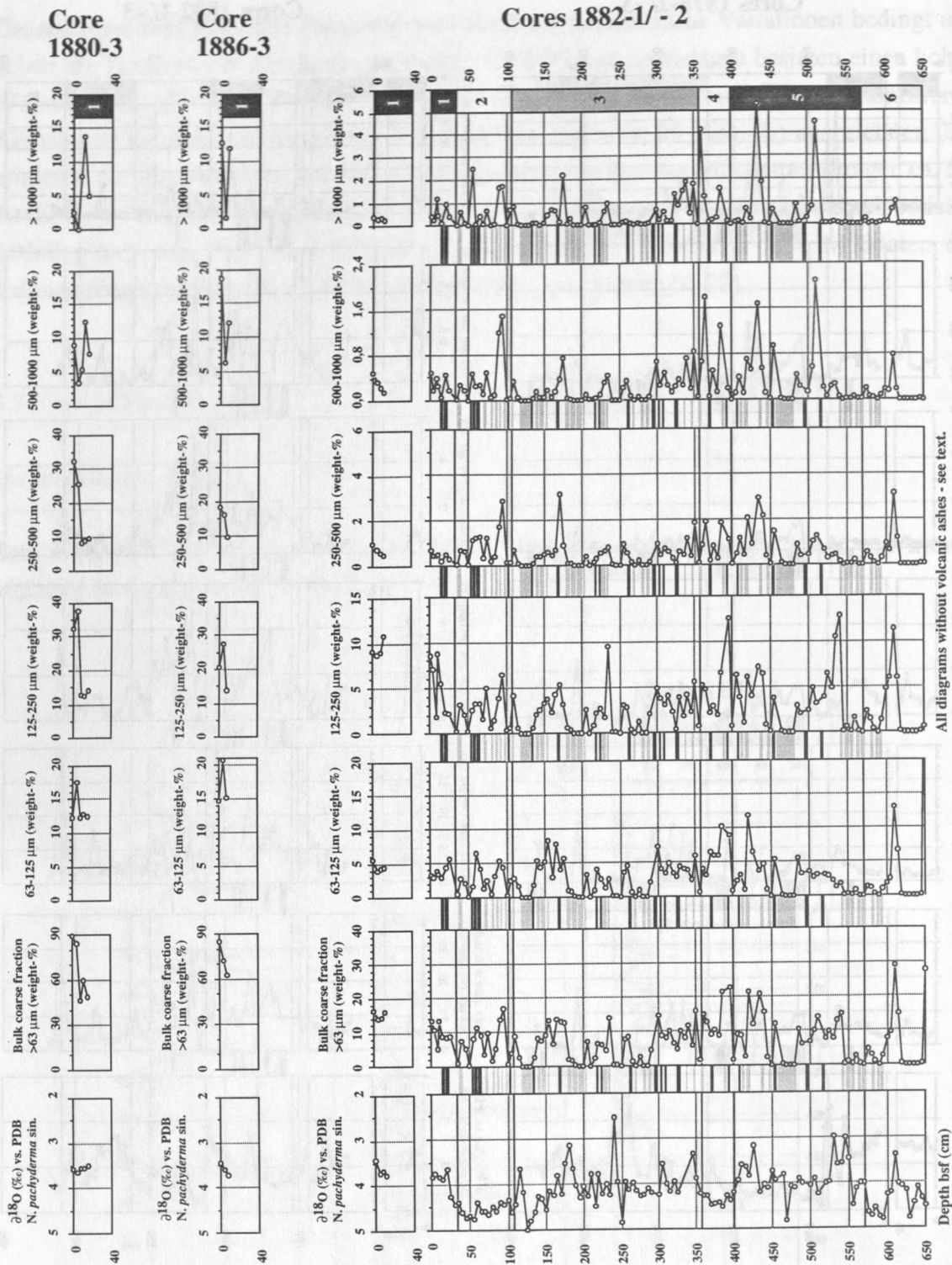
Cores 1892-1/-3



All diagrams without volcanic ashes - see text.

Abb. 13b: Gewichtsanteile der Grobfraction (>63 µm) und von Subfraktionen am Gesamtsediment der Kerne 1878 und 1892 (Boxcore und Kastencore) versus Kerntiefe (cm). Die graue Schraffur zwischen den Diagrammen kennzeichnet laminierte Sedimentabschnitte, schwarze Balken markieren vulkanische Aschen.

Fig. 13b: Weight percentage of coarse fraction (>63 µm) and of the subfractions of the bulk-sediment from the cores 1878 and 1892 (boxcore and kastencore) versus core depth (cm bsf). The gray hatched pattern between the diagrams indicates laminated sediment sections, black stripes mark volcanic ash horizons.



All diagrams without volcanic ashes - see text.

Abb. 13c: Gewichtsanteile der Grobfraktion (>63 µm) und von Subfraktionen am Gesamtsediment der Kerne 1880-3 (GKG), 1882 (GKG und KAL) und 1886-3 (GKG) versus Kerntiefe (cm). Die graue Schraffur zwischen den Diagrammen kennzeichnet laminierte Sedimentabschnitte, schwarze Balken markieren vulkanische Aschen.

Fig. 13c: Weight percentage of coarse fraction (>63 µm) and of the subfractions of the bulk-sediment from the cores 1880-3 (boxcorer), 1882 (boxcore and kastencore) and 1886-3 (boxcore) versus core depth (cm bsf). The gray hatched pattern between the diagrams indicates laminated sediment sections, black stripes mark volcanic ash horizons.

Um Variationen der granulometrischen Kennwerte besser aufzulösen, erfolgt eine "Eliminierung" dieser Aschen durch Selektion der entsprechenden Datensätze bei der graphischen Darstellung der Abb. 13b und 13c. Die jeweiligen Diagramme sind daher mit der Bemerkung "without volcanic ashes" versehen. Um dennoch eine lithologische Orientierung zu geben, ist die Lage vulkanischer Aschen im Profil durch schwarze Balken zwischen den Einzeldiagrammen markiert. Eine graue Schraffur kennzeichnet die laminierten Sedimentabschnitte (Abb 13b ff.).

Die Mittelung der Grobfraktionsanteile über die jeweiligen Kernlängen - ohne Berücksichtigung der Aschen - charakterisiert Kastenlot 1878-3 als eine Position sehr geringer Gewichtsanteile von 1-2 % am Gesamtsediment. KAL 1882-2 führt im Mittel 3-4 Gew.-%, während an der Kernposition 1892-3 Sandfraktionsanteile von durchschnittlich 7-8 Gew.-% überwiegen (Abb. 13a-c).

Die Oberflächensedimente (GKG) der Umgebung von Vesterisbanken beinhalten durchschnittlich ca. 5-15 Gew.-% Grobfraktionsanteil ($> 63 \mu\text{m}$). Die Sedimente der Gipfelregion des Seamounts enthalten ca. 50-90 Gew.-%, wobei etwa die Hälfte davon auf Komponenten der Subfraktionen $>250 \mu\text{m}$ zurückgeht.

Erhöhte Einträge von Material der Grobfraktion sind (außer den vulkanischen Aschen) wie folgt in den Kernen dokumentiert: KAL 1878-3 (nur vereinzelt über 10 Gew.-% bis ca. 330 cm Kernteufe); KAL 1882-2 (im gesamten Kern häufig 5-10 Gew.-%, mitunter bis ca. 20 Gew.-%); KAL 1892-3 (im mittleren Kernabschnitt bis 300 cm Teufe etwa 10 bis max. ca. 30 Gew.-%, erhöhter Grobfraktionsanteil auch in Teufen größer 400 cm).

Nur sporadisch wird dies durch die Subfraktion $> 1000 \mu\text{m}$ verursacht (v.a. KAL 1878-3). Vielmehr beruhen lokale Höchstwerte (um 15-25 Gew.-%) der Grobfraktion auf Anteilen aller weiteren Subfraktionen, wobei den Subfraktionen 63-125 und 125-250 μm auf Grund ihres jeweiligen hohen maximalen Einzelanteils (5-10 Gew.-%) besondere Bedeutung zukommt (Abb. 13b und 13c).

Feinfraktion ($< 63 \mu\text{m}$)

Wie bereits bei der Wertedarstellung der Grobfraktion (Abb. 13b und 13c) erfolgt auch bei der pelitischen Fraktion keine Berücksichtigung der Daten von Proben aus Aschelagen.

Charakteristisch sind Gewichtsanteile der Feinfraktion zwischen ca. 90 und 100 % am Gesamtsediment für die meisten Kernsegmente von KAL 1878-3 und KAL 1882-2. (Abb. 14a und 14b). Auffallend sind hierbei die laminierten Kernabschnitte, welche oftmals nur aus Partikeln $< 63 \mu\text{m}$ bestehen. Weniger einheitlich ist die Feinfraktionsverteilung im Kern 1892-3, wo die Gehalte generell zwischen 70 und 97 Gew.-% schwanken.

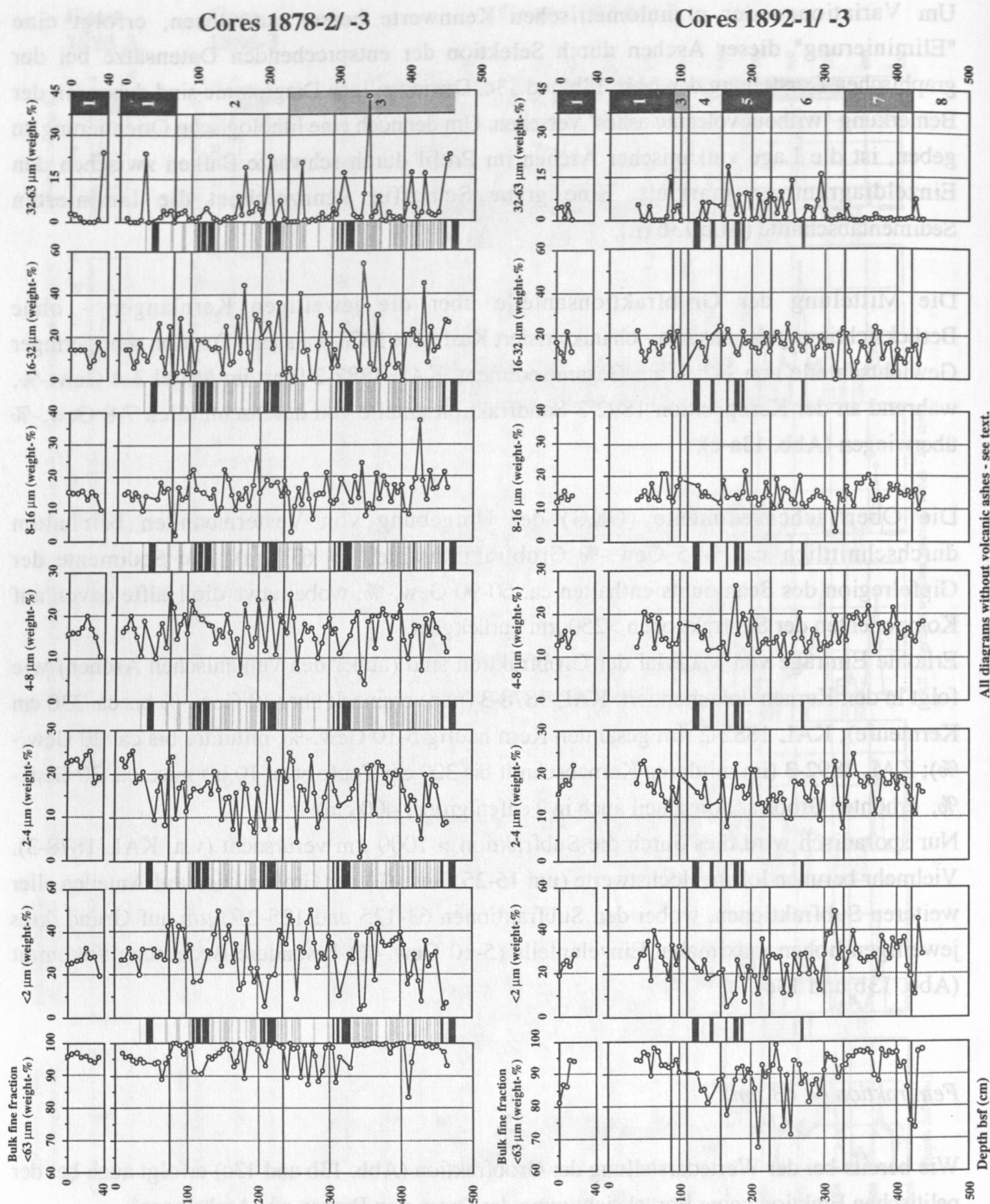


Abb. 14a: Gewichtsanteile der Feinfraktion ($<63 \mu\text{m}$) und von Subfraktionen am Gesamtsediment der Kerne 1878 und 1892 (GKG und KAL) versus Kerntiefe (cm). Die graue Schraffur zwischen den Diagrammen kennzeichnet laminierte Sedimentabschnitte, schwarze Balken markieren vulkanische Aschen.

Fig. 14a: Weight percentage of fine fraction ($<63 \mu\text{m}$) and of the subfractions of the bulk-sediment from the cores 1878 and 1892 (boxcore and kastencore) versus core depth (cm bsf). The gray hatched pattern between the diagrams indicates laminated sediment sections, black stripes mark volcanic ashes.

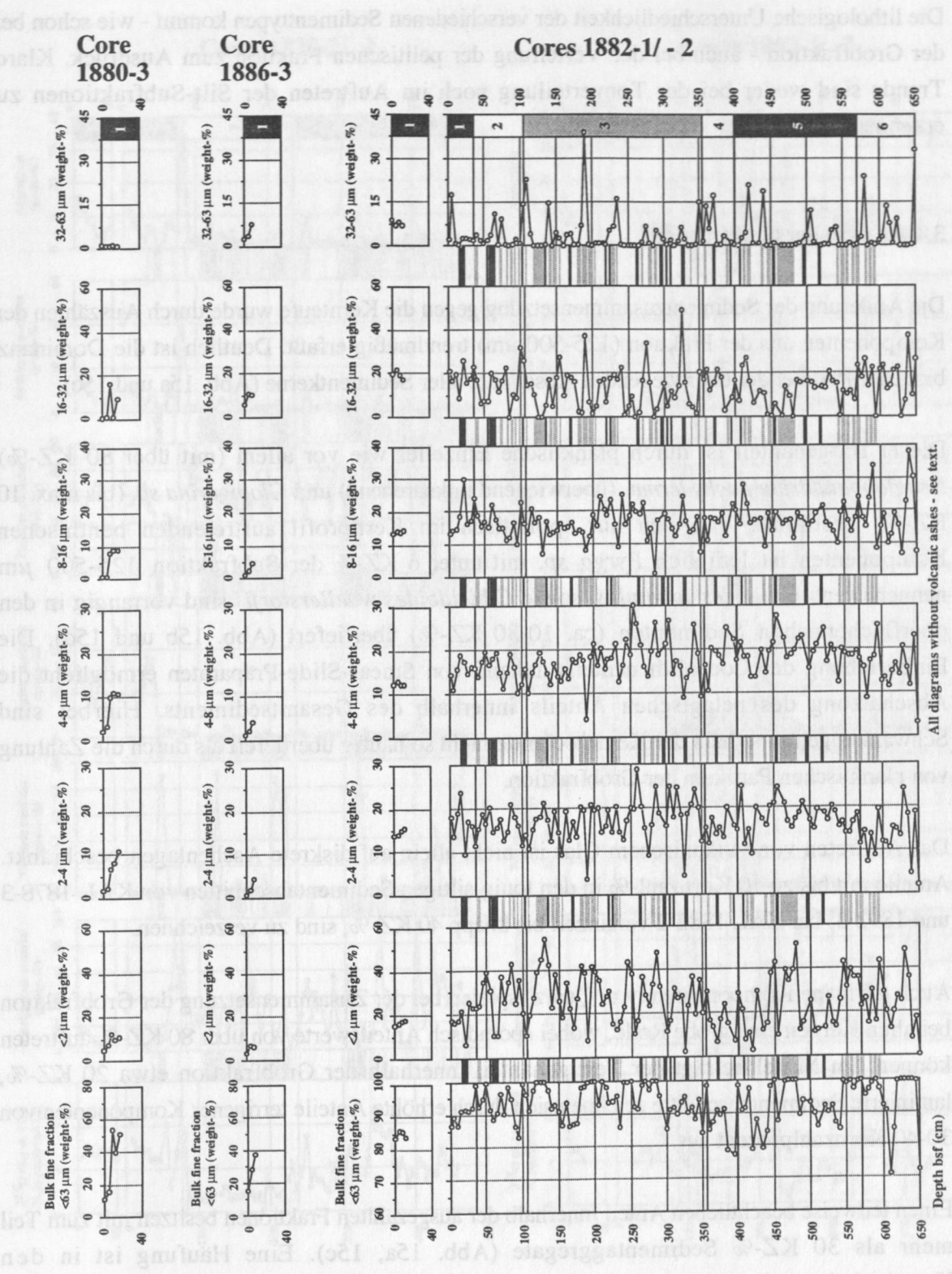


Abb. 14b: Gewichtsanteile der Feinfraktion (<63 μm) und von Subfraktionen am Gesamtsediment der Kerne 1880-3 (GKG), 1882 (GKG und KAL) und 1886-3 (GKG) versus Kerntiefe (cm). Die graue Schraffur zwischen den Diagrammen kennzeichnet laminierte Sedimentabschnitte, schwarze Balken markieren vulkanische Aschen.

Fig. 14b: Weight percentage of fine fraction (<63 μm) and of the subfractions of the bulk-sediment from the cores 1880-3 (boxcorer), 1882 (boxcore and kastencore) and 1886-3 (boxcore) versus core depth (cm bsf). The gray hatched pattern between the diagrams indicates laminated sediment sections, black stripes mark volcanic ash horizons.

Die lithologische Unterschiedlichkeit der verschiedenen Sedimenttypen kommt - wie schon bei der Grobfraction - auch bei der Verteilung der pelitischen Fraction zum Ausdruck. Klare Trends sind weder bei der Tonverteilung noch im Auftreten der Silt-Subfractionen zu erkennen.

3.4 Analyse der Grobfraction

Die Änderung der Sedimentzusammensetzung gegen die Kernteufe wurde durch Auszählen der Komponenten aus der Fraction ($125-500\text{ }\mu\text{m}$) trendmäßig erfaßt. Deutlich ist die Dominanz biogener Partikel der überwiegenden Abschnitte aller Sedimentkerne (Abb. 15a und 15c).

Dieser Biogenanteil ist durch planktische Einzeller wie vor allem (mit über 80 KZ-%) *Neogloboquadrina pachyderma* (überwiegend linksdrehend) und *Globigerina sp.* (bis max. 10 KZ-%) bestimmt. Von den nur sporadisch im Kernprofil auftretenden benthischen Komponenten ist lediglich *Pyrgo sp.* mit unter 6 KZ-% der Subfraction $125-500\text{ }\mu\text{m}$ nennenswert. *Cibicides lobatulus* sowie *Cibicidoides wuellerstorfi* sind vorrangig in den oberflächennahen Sedimenten (ca. 10-30 KZ-%) überliefert (Abb. 15b und 15d). Die Einbeziehung des Coccolithenanteils anhand von Smear-Slide-Präparaten ermöglicht die Abschätzung des pelagischen Anteils innerhalb des Gesamtsediments. Hierbei sind Schwankungen innerhalb der Kernabschnitte nicht so häufig überliefert als durch die Zählung von planktischen Partikeln der Grobfraction.

Das Auftreten von vulkanischem Glas ist nicht allein auf diskrete Aschenlagen beschränkt. Anteile mit bis zu 10 Kornzahl-% in den tonig-siltigen Sedimentabschnitten von KAL 1878-3 und 1892-3, bei KAL 1882-2 vereinzelt bis knapp 40 KZ-%, sind zu verzeichnen.

Auch terrigene Komponenten (v.a. Quarz) spielen bei der Zusammensetzung der Grobfraction bei allen Kernen eine große Rolle, wobei sporadisch Anteilswerte von über 80 KZ-% auftreten können. Im Mittel beträgt der Terrigenanteil innerhalb der Grobfraction etwa 20 KZ-%, laminierte Sedimentabschnitte zeichnen sich durch erhöhte Anteile terrigener Komponenten von 30-40 Kornzahlprozent aus.

Einen teilweise beachtlichen Anteil innerhalb der ausgezählten Fractionen besitzen mit zum Teil mehr als 30 KZ-% Sedimentaggregate (Abb. 15a, 15c). Eine Häufung ist in den Kernabschnitten, die wärmere Zeiten repräsentieren, überliefert.

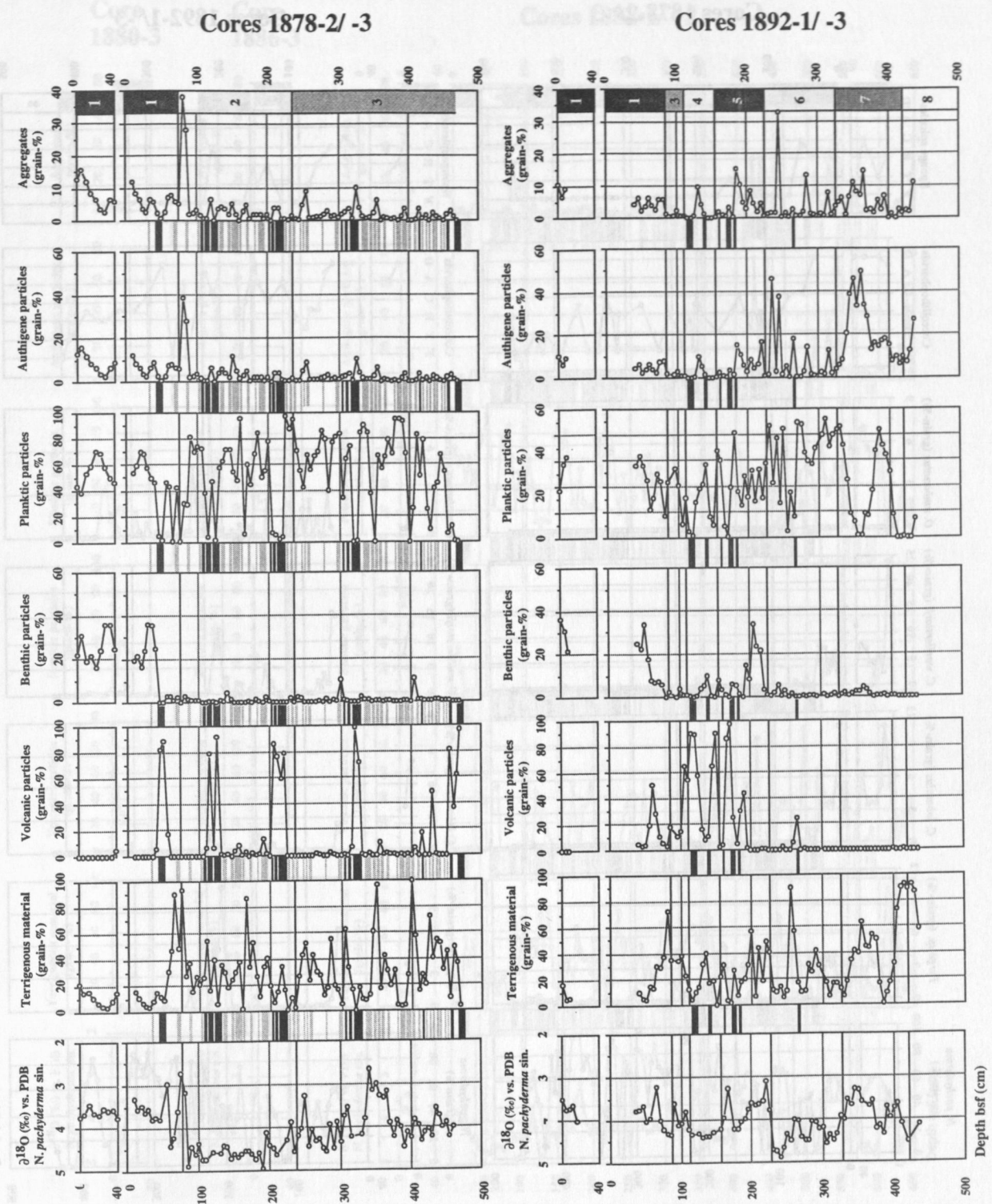


Abb. 15a: Ausgewählte Komponenten der Sandfraktion (125 bis 500 µm) der Kerne 1878 und 1892 (GKG und KAL) versus Kerntiefe (cm).

Fig. 15a: Selected components of sand-fraction (125 to 500 µm) from the cores 1878 and 1892 (boxcore and kastencore) versus core depth (cm bsf).

Cores 1878-2/ -3

Cores 1892-1/ -3

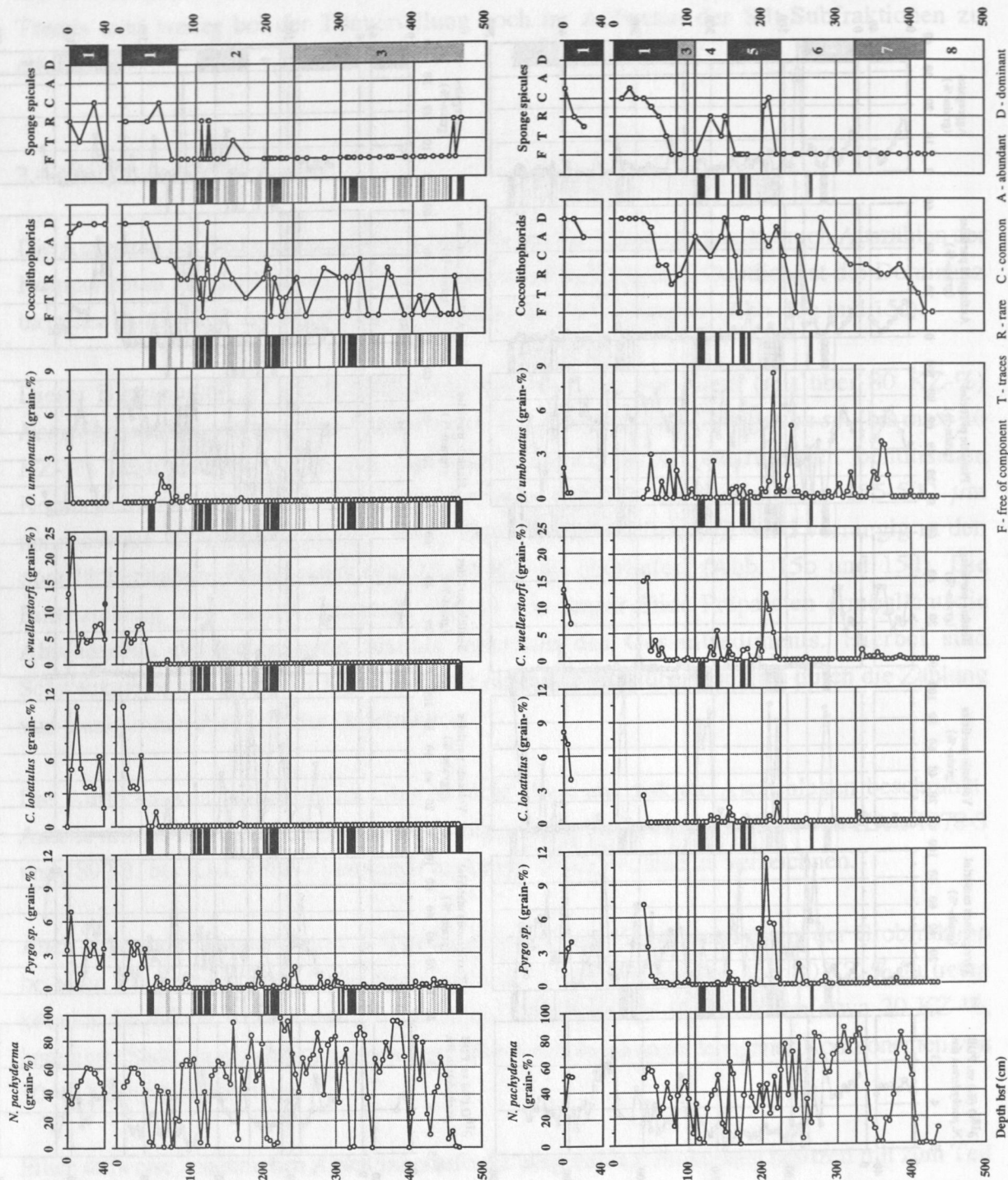


Abb. 15b: Ausgewählte Smear-Slides - Daten und Biogenkomponenten der Sandfraktion (125 bis 500 µm) der Kerne 1878 und 1892 (GKG und KAL) versus Kerntiefe (cm).

Fig. 15b: Selected smear-slides data and biogenous components of sandfraction (125 to 500 µm) from the cores 1878 and 1892 (boxcore and kastencore) versus core depth (cm bsf).

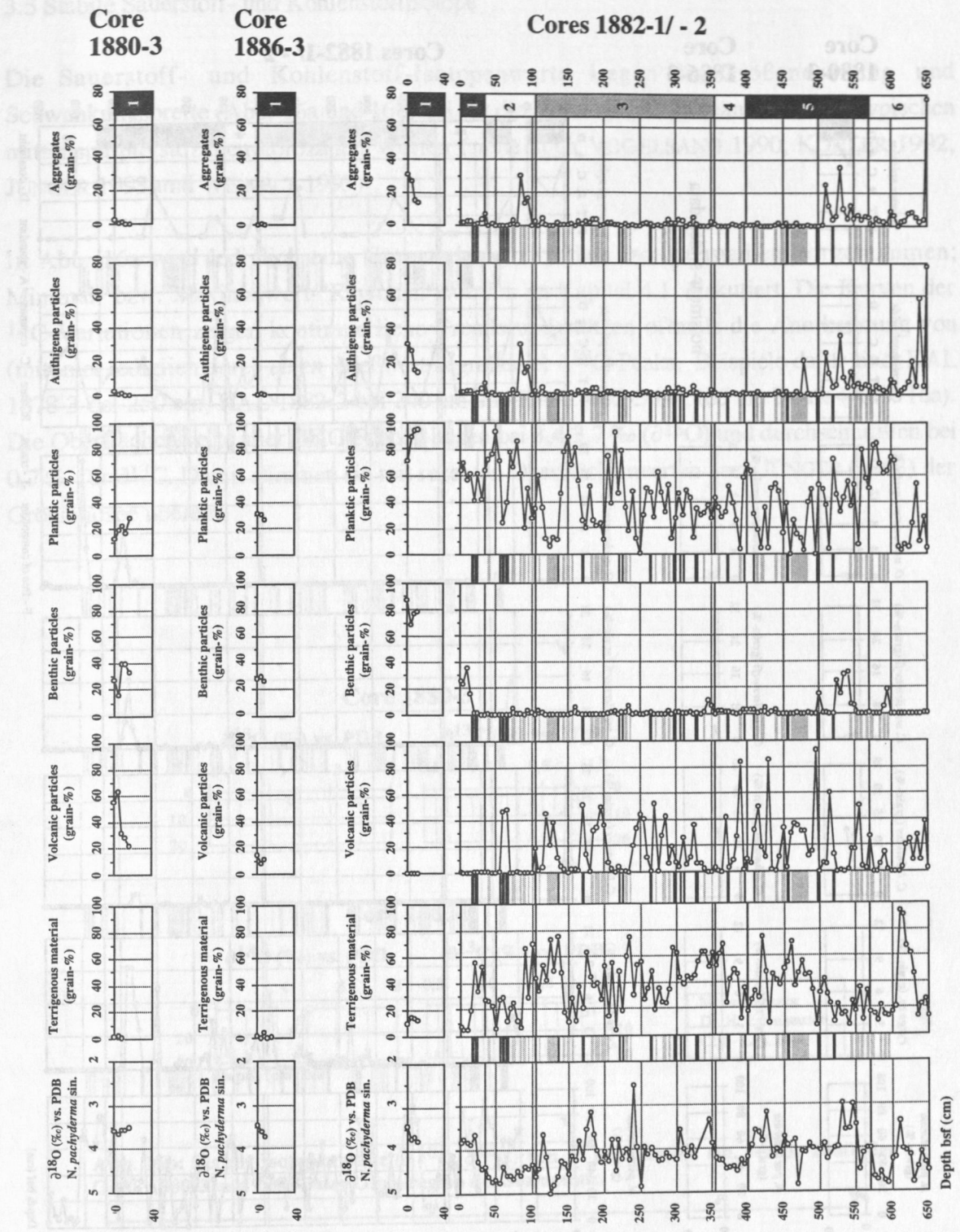


Abb. 15c: Ausgewählte Komponenten der Sandfraktion (125 bis 500 μm) der Kerne 1880-3 (GKG), 1882 (GKG und KAL) und 1886-6 (GKG) versus Kerntiefe (cm).

Fig. 15c: Selected components of sandfraction (125 to 500 μm) from the cores 1880-3 (boxcore), 1882 (boxcore and kastencore) and 1886-6 (boxcore) versus core depth (cm bsf).

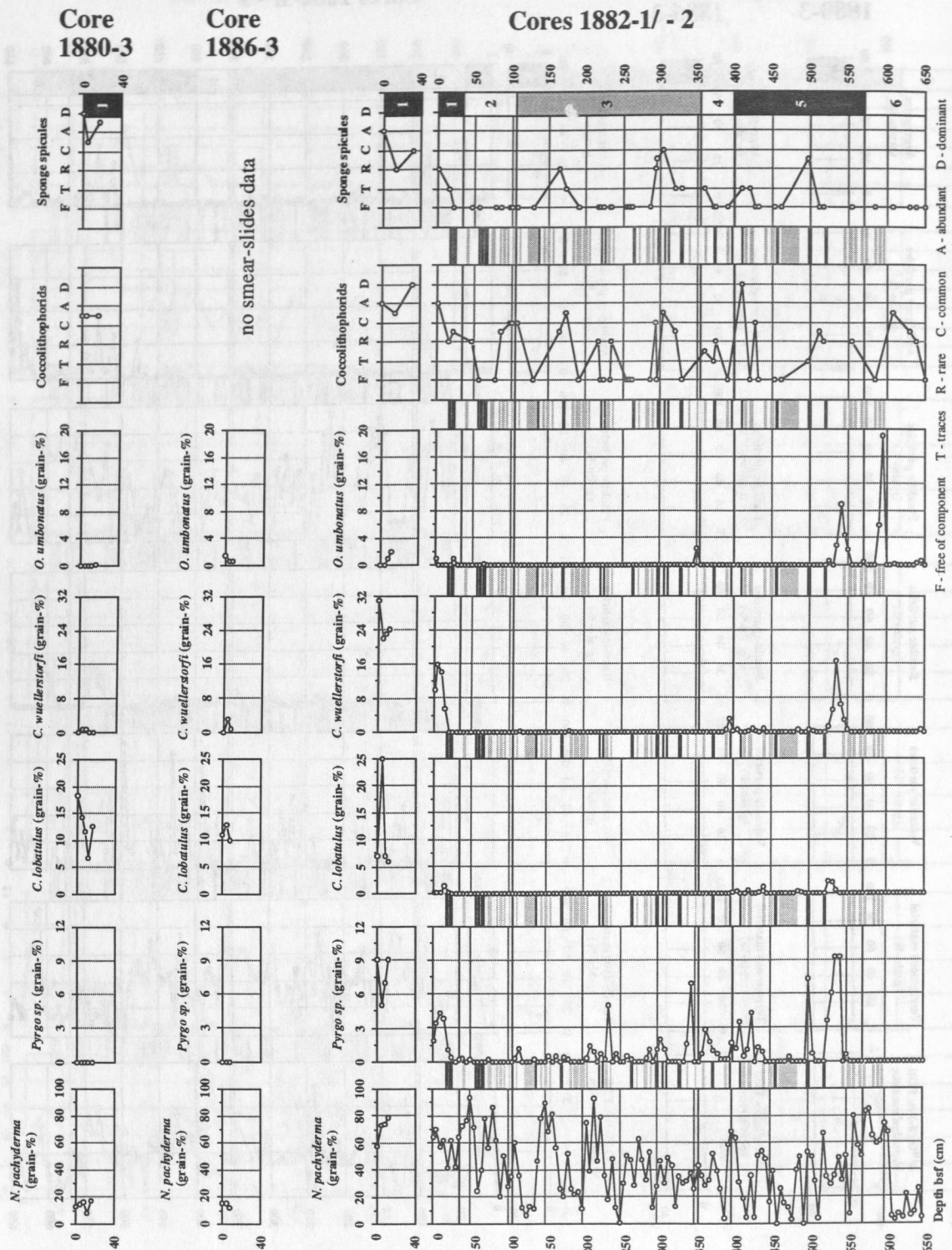


Abb. 15d: Ausgewählte Smear-Slides - Daten und Biogenkomponenten der Sandfraktion (125 bis 500 µm) der Kerne 1880-3 (GKG), 1882 (GKG und KAL) und 1886-6 (GKG) versus Kerntiefe (cm).

Fig. 15d: Selected smear-slides data and biogenous components of sandfraction (125 to 500 µm) from the cores 1880-3 (boxcore), 1882 (boxcore and kastencore) and 1886-6 (boxcore) versus core depth (cm bsf).

3.5 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

Die Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenwerte liegen in Größenordnung und Schwankungsbreite (Abb. 16a und 16b) bei für die Norwegisch-Grönländische See typischen mittel/spätpleistozänen-holozänen Werten (siehe auch VOGELSANG 1990, KÖHLER 1992, JÜNGER 1993 und WEINELT 1993).

In Abb. 16a wird lediglich eine Grenzziehung zwischen Isotopenstadien vorgenommen; Minimal- bzw. Maximalwert-"Regionen" werden im Kapitel 4.1. diskutiert. Die Kurven der ^{13}C -Variationen zeigen kontinuierliche Trends und stützen oftmals die Anerkennung von (mitunter lediglich durch *einen* Meßwert begründete) $\delta^{18}\text{O}$ -Peaks. Beispiele dafür sind: KAL 1878-3 bei 250 cm, KAL 1882-2 bei 240 cm und KAL 1892-3 bei 165 cm Teufe (Abb. 16a). Die Oberflächenwerte aller GKG-Proben liegen bei 3,4-3,7 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) und durchschnittlich bei 0,7 ‰ für $\delta^{13}\text{C}$. Damit stimmen sie mit rezenten Oberflächenwerten nach JÜNGER (1993) der Grönlandsee überein.

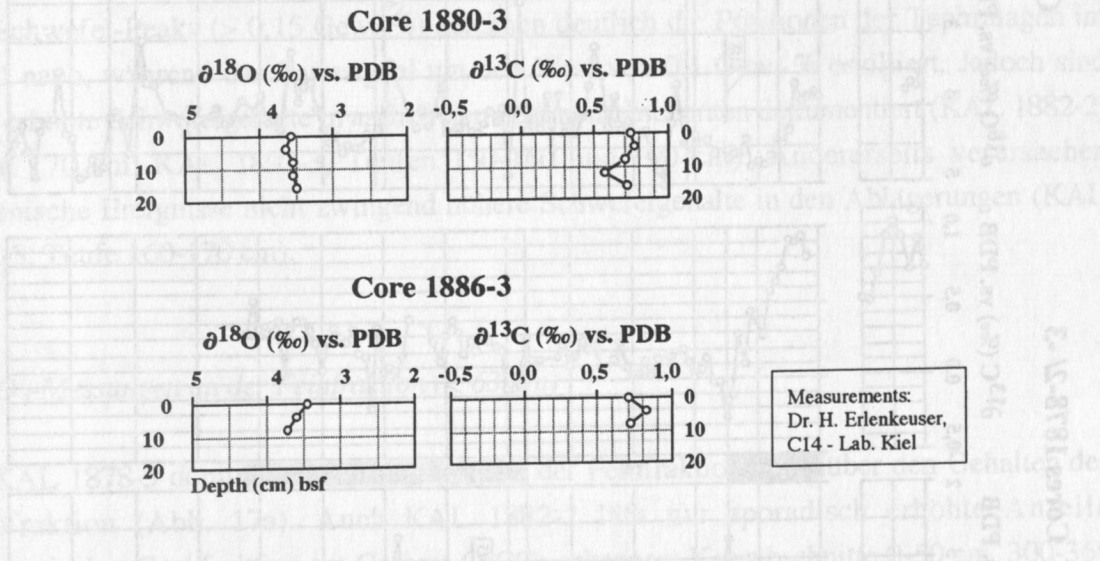


Abb. 16b: Stabile Isotopenwerte ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) von *N. pachyderma* sin. versus Teufe der GKG 1880-3 und 1886-3 der Gipfelregion des Seamounts.

Fig. 16b: Stable isotope data ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of *N. pachyderma* sin. versus depth of the box-cores 1880-3 and 1886-3 of the top region of the seamount.

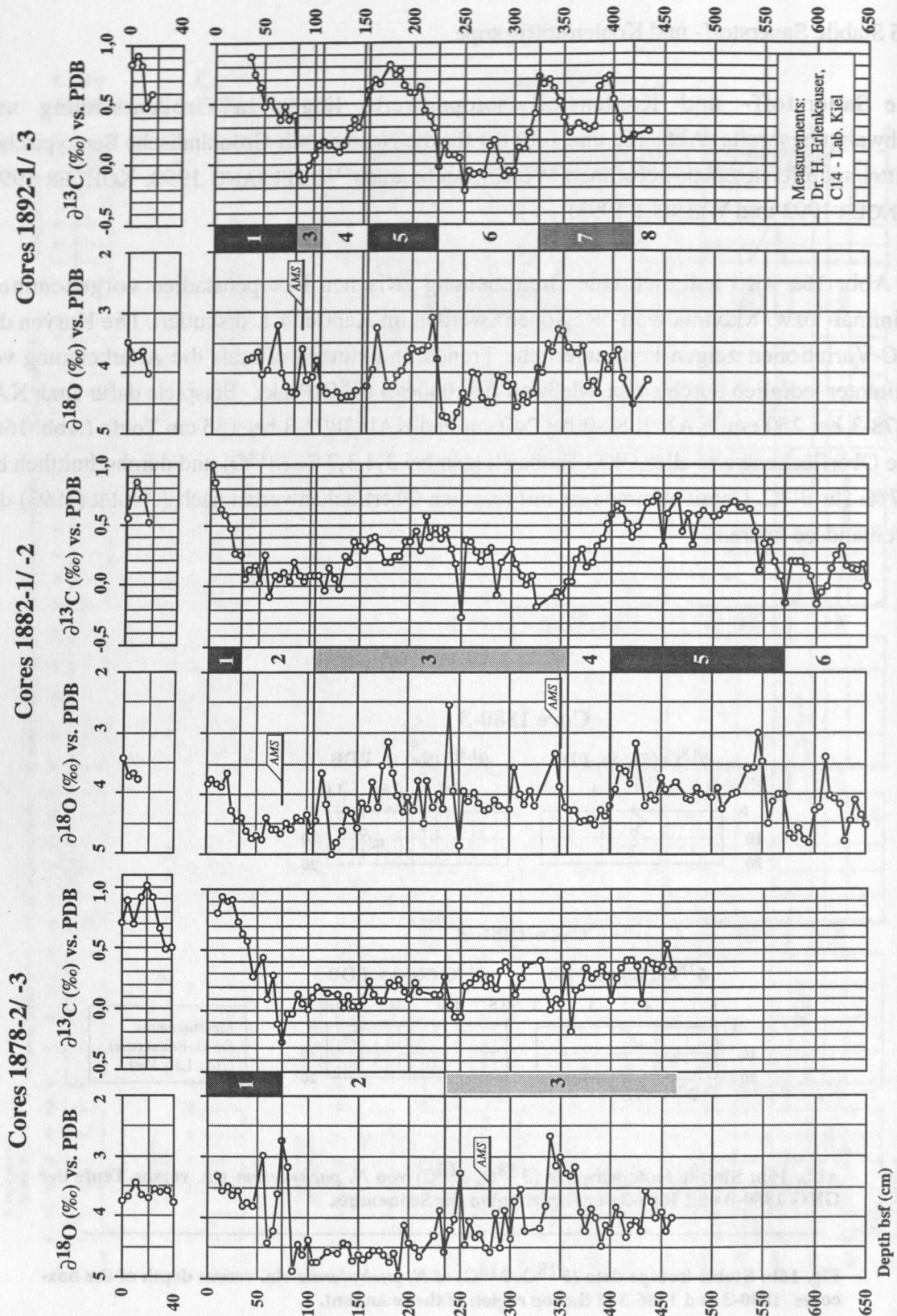


Abb. 16a: Stabile Isotopenwerte ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) von *N. pachyderma sin.* versus Tiefe der Kerne 1878, 1882 und 1892 (GKG und KAL). Sauerstoff-Isotopenstadien sind eingetragen.

Fig. 16a: Stable isotope data ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of *N. pachyderma sin.* versus depth of the cores 1878, 1882 and 1892 (boxcore and kastencore). Oxygen isotope stages are marked.

3.6 Karbonat-/ Kohlenstoff- und Schwefelgehalte

Messungen am Gesamtsediment

Geringe Karbonatgehalte (5-10 Gew.-%) sind für große Kernabschnitte der KAL charakteristisch (Abb. 17a und 17b). Damit korrespondieren allgemein niedrige TOC-Werte (meist 0,2-0,3 Gew.-%). Höchste Karbonatwerte (20-50 Gew.-%) werden an Oberflächensedimenten aller GKG erreicht, wobei die Werte innerhalb der obersten 4-5 cm wieder zurückgehen. Nennenswerte lokale Maxima (15-20 Gew.-%) finden sich lediglich im oberen Abschnitt von KAL 1878-3 sowie in mehreren Teufen bei KAL 1892-3 (40 cm, 145 cm, 250-270 cm).

Unter Berücksichtigung der Lithologie wird speziell bei KAL 1882-2 deutlich, daß Minimalwerte von CaCO_3 in laminierten Sedimentabschnitten auftreten (Verdünnung durch terrigenen Quarz). Dieser verstärkte Terrigeneintrag (auch) von organischem Kohlenstoff wird durch einzelne TOC-Maxima (0,6-1,0 Gew.-%) bestätigt. Dagegen liegen die TOC-Werte in den KAL der Stationen 1878 und 1892 generell in der Größenordnung o.g. (hemi)pelagischer Normalwerte.

Die Schwefel-Peaks ($> 0,15$ Gew.-%) zeichnen deutlich die Positionen der Tephralagen im Profil nach, während das Basissignal um den Wert von 0,1 Gew.-% oszilliert. Jedoch sind auch erhöhte Schwefelgehalte in aschefreien Sedimentabschnitten dokumentiert (KAL 1882-2, Teufe 170 cm; KAL 1892-3, Teufen 150-160 und 190 cm). Andererseits verursachen vulkanische Ereignisse nicht zwingend höhere Schwefelgehalte in den Ablagerungen (KAL 1892-3, Teufe 160-170 cm).

CaCO_3 -Messungen an der Feinfraktion ($< 63 \mu\text{m}$)

Bei KAL 1878-3 dominieren Karbonatgehalte der Feinfraktion gegenüber den Gehalten der Grobfraktion (Abb. 17a). Auch KAL 1882-2 läßt nur sporadisch erhöhte Anteile karbonatischer Grobfraktion am Gesamt- CaCO_3 erkennen: Kernabschnitte 0-50 cm, 300-360 cm und 520-540 cm Teufe (Abb. 17b). Auffällige Anteile karbonatischer Sandfraktion (max. 10-11 von 16-18 Gew.-%) erscheinen dagegen im KAL 1892-3 (Abb. 17a).

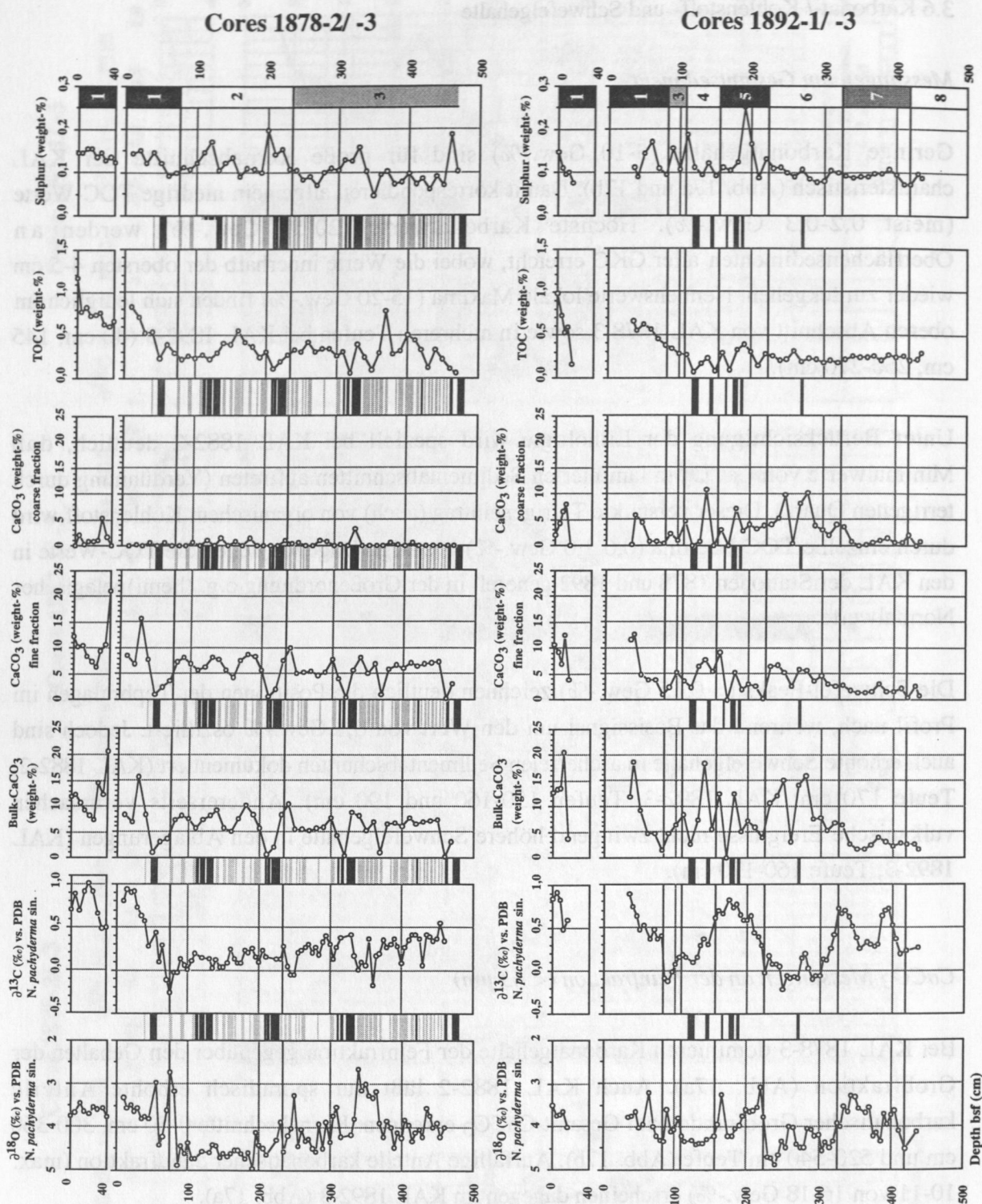


Abb. 17a: Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse im Vergleich zu den Gewichtsanteilen des Gesamtkarbonat-, Schwefel- und TOC -Gehaltes, sowie der Karbonatanteil der Fein- und Grobfraktionen der Kerne 1878 und 1892 (GKG und KAL) versus Kerntiefe (cm). Die graue Schraffur zwischen den Diagrammen kennzeichnet laminierte Sedimentabschnitte, schwarze Balken markieren vulkanische Aschen.

Fig. 17a: Oxygen- and carbon isotope records in comparison to the weight percentage of the bulk-carbonate, sulfur- and total organic carbon content, as well as the share of carbonate of the fine- and coarse-fractions of the cores 1878 and 1892 (boxcore and kastencore) versus core depth (cm bsf). The gray hatched pattern between the diagrams indicates laminated sediment sections, black stripes mark volcanic ashes.

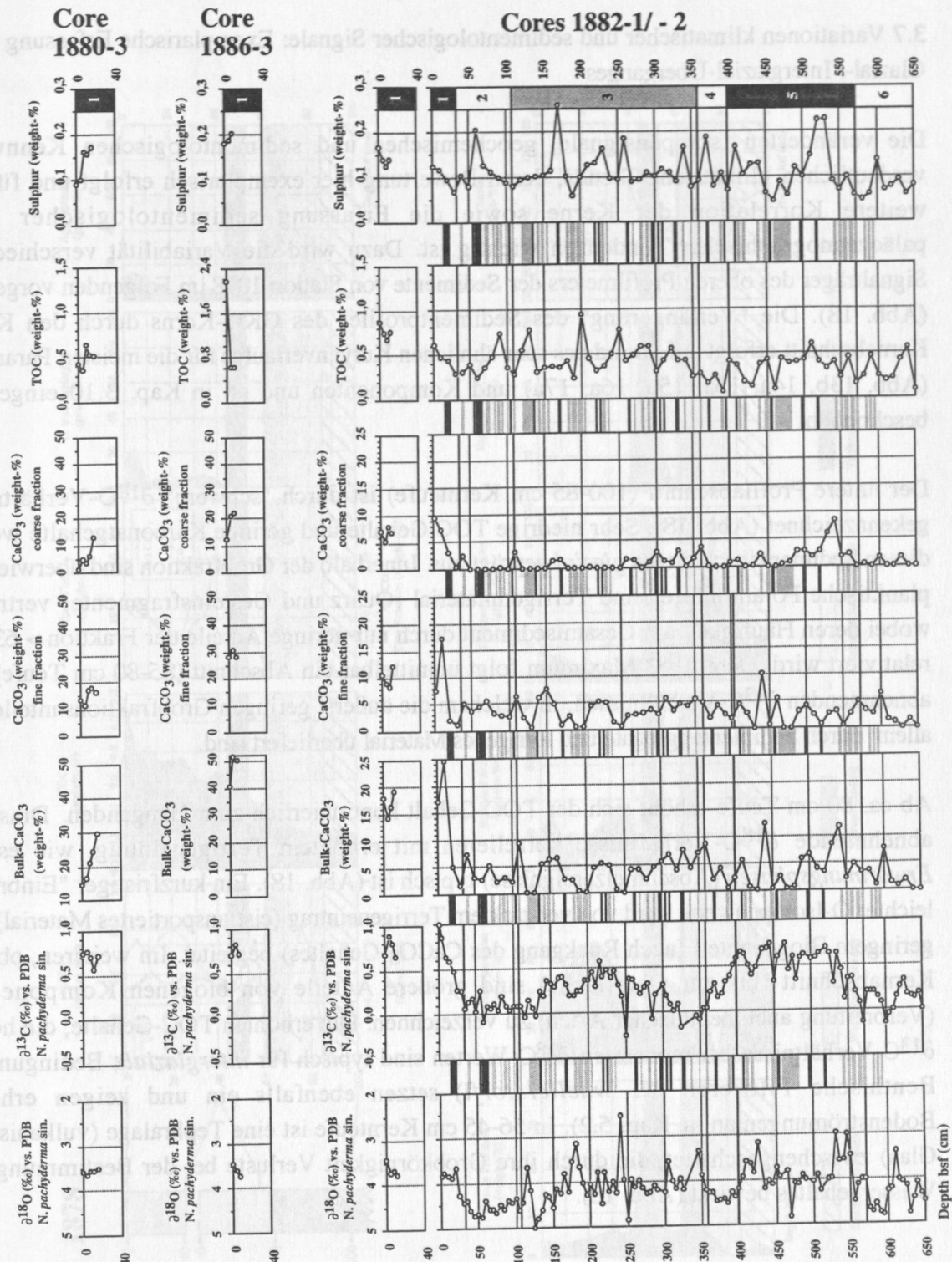


Abb. 17b: Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse im Vergleich zu den Gewichtsanteilen des Gesamtkarbonat-, Schwefel- und TOC -Gehaltes, sowie der Karbonatanteil der Fein- und Grobfractionen der Kerne 1880-3 (GKG), 1882 (GKG und KAL) und 1886-3 (GKG) versus Kerntiefe (cm). Die graue Schraffur zwischen den Diagrammen kennzeichnet laminierte Sedimentabschnitte, schwarze Balken markieren vulkanische Aschen.

Fig. 17b: Oxygen- and carbon isotope records in comparison to the weight percentage of the bulk-carbonate, sulfur- and total organic carbon content, as well as the share of carbonate of the fine- and coarse-fractions of the cores 1880-3 (boxcore), 1882 (boxcore and kastencore) and 1886-3 (boxcore) versus core depth (cm bsf). The gray hatched pattern between the diagrams indicates laminated sediment sections, black stripes mark volcanic ash horizons.

3.7 Variationen klimatischer und sedimentologischer Signale: Exemplarische Erfassung eines Glazial-/ Interglazial-Überganges

Die veränderten Isotopensignale, geochemischen und sedimentologischen Kennwerte verdeutlichen klimatische Trends, deren Bewertung hier exemplarisch erfolgt und für die weitere Korrelation der Kerne sowie die Erfassung sedimentologischer und paläozeanographischer Tendenzen wichtig ist. Dazu wird die Variabilität verschiedener Signalträger des oberen Profilmeters der Sedimente von Station 1878 im Folgenden vorgestellt (Abb. 18). Die "Verlängerung" des Sedimentprofils des GKG-Kerns durch den KAL-Kernabschnitt erfolgt auf Grund des sehr ähnlichen Kurvenverlaufes für die meisten Parameter (Abb. 13b, 14a, 15a, 15b, 16a, 17a) und Komponenten und ist in Kap. 3.10 eingehend beschrieben.

Der untere Profilabschnitt (100-85 cm Kernteufe) ist durch "schwere" $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse gekennzeichnet (Abb. 18). Sehr niedrige TOC-Gehalte und geringe Karbonatgehalte weisen diesen Sedimentabschnitt als *glazial* geprägt aus. Innerhalb der Grobfraction sind überwiegend planktische Foraminiferen und Terrigenmaterial (Quarz und Gesteinsfragmente) vertreten, wobei deren Häufigkeit am Gesamtsediment durch nur geringe Anteile der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ relativiert wird. Dem $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum folgt unmittelbar ein Abschnitt (85-80 cm Teufe) mit abnehmenden $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen, in welchem die äußerst geringen Grobfractionsanteile vor allem durch Sedimentaggregate und terrigenes Material überliefert sind.

Ab ca. 80 cm Teufe erhöht sich der TOC-Gehalt kontinuierlich zum Hangenden. Drastisch abnehmende $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse korrelieren mit erhöhtem Terrigeneintrag, wie es für *Erwärmungsphasen* (Abschmelzereignisse) typisch ist (Abb. 18). Ein kurzfristiger "Einbruch" leichter O-Isotopenwerte wird von verstärktem Terrigeneintrag (eistransportiertes Material) und geringem Biogenanteil (auch Rückgang des CaCO_3 -Gehaltes) begleitet. Im weiteren, oberen Kernabschnitt (bis zur Oberfläche) sind größere Anteile von biogenen Komponenten (Verbreitung auch benthischer Arten) zu verzeichnen. Die erhöhten TOC-Gehalte, die hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse bei moderaten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten sind typisch für *interglaziale* Bedingungen. Benthische Filtrierer (*C. wuellerstorfi*) setzen ebenfalls ein und zeigen erhöhte Bodenströmungen an (s. Kap. 5.2). In 56-45 cm Kernteufe ist eine Tephralage (vulkanisches Glas) zwischengeschaltet, die durch ihre Grobkörnigkeit Verluste bei der Bestimmung des Wassergehaltes bewirkt (Abb. 18).

3.8 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität der Sedimente variiert zwischen Werten von etwa 200 bis 16.000 (10^{-5}) in den Kastenlotkernen. Die Basiswertlinie (graphisches Mittel) liegt für KAL 1878-3 und KAL 1882-3 bei Werten von 600-700 (10^{-5}), während sie für KAL 1892-3 bei

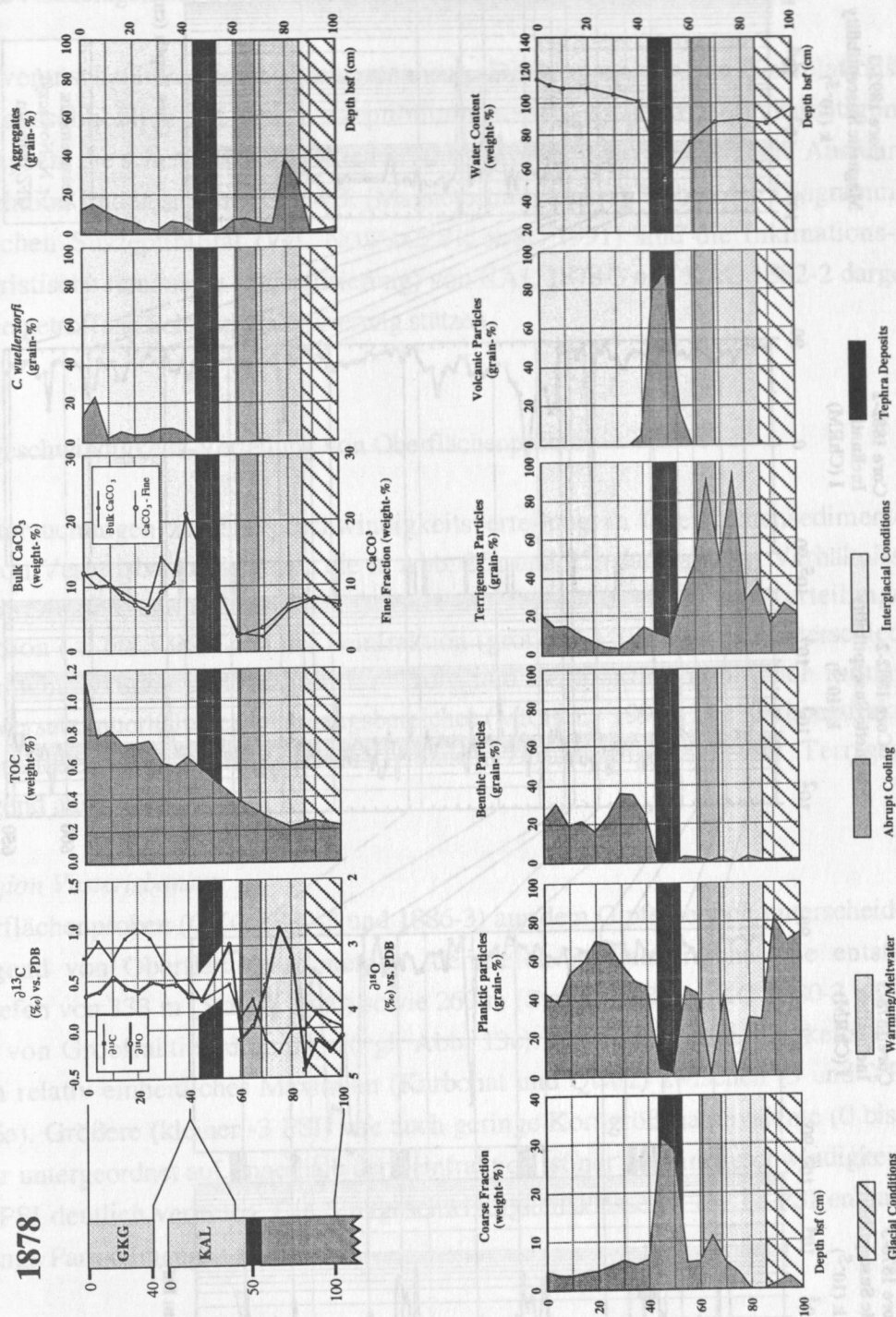


Abb. 18: Die Variabilität klimatischer und sedimentologischer Signale am Beispiel eines Kernabschnittes der Station 1878.

Fig. 18: The variability of climatic and sedimentological records demonstrated by the example of a station 1878 sediment core section.

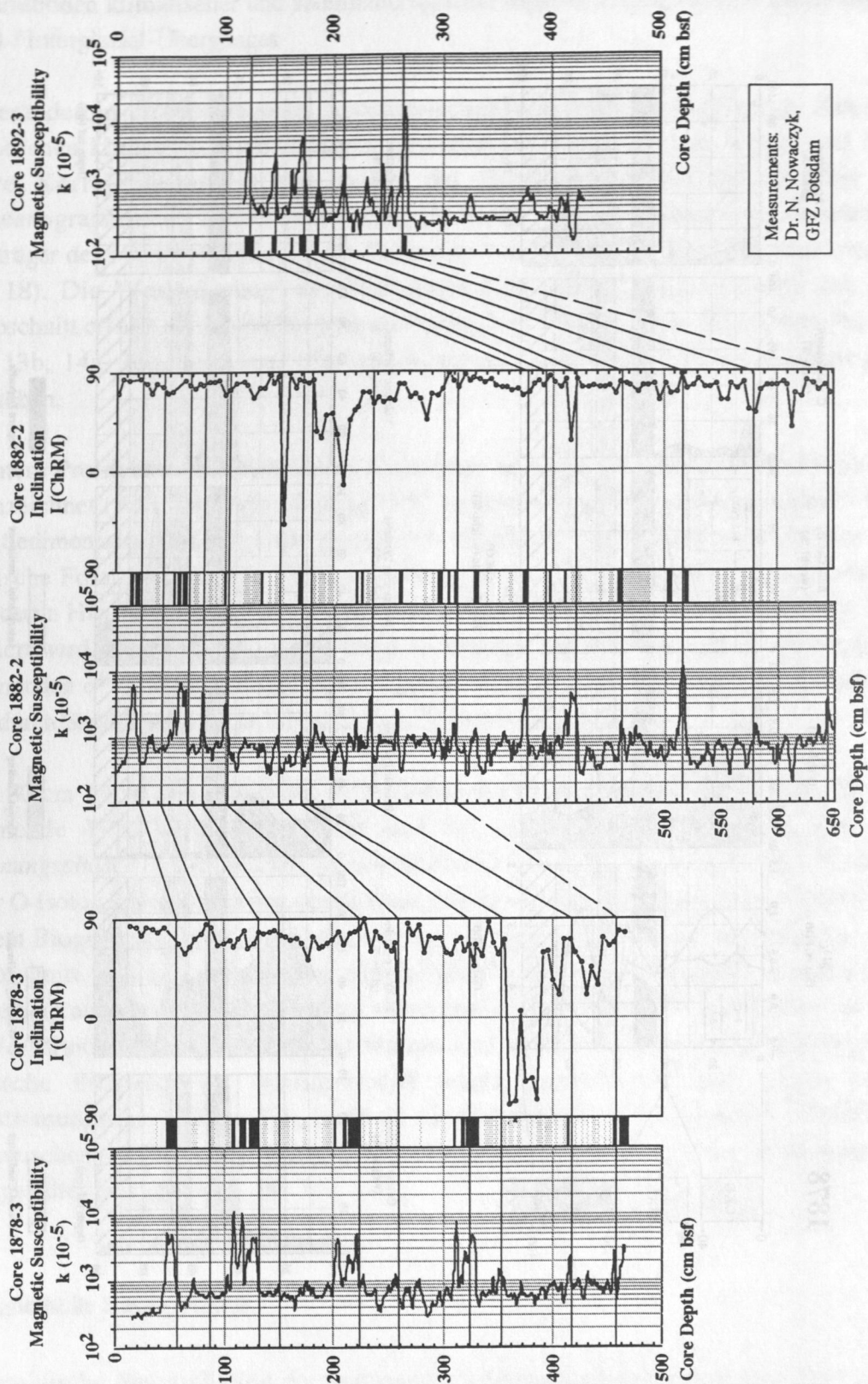


Abb. 19: Magnetische Suszeptibilität und Inklination der langen Kerne 1878-3, 1882-2 und 1892-3 versus Kerntiefe (cm).

Fig. 19: Magnetic susceptibility and inclination of the long sediment cores 1878-3, 1882-2 and 1892-3 versus core depth (cm).

300-400 (10^{-5}) anzusetzen ist. Exkursionen stark erhöhter Suszeptibilität sind durch basaltische Aschelagen der Umgebung des Vesteris Seamounts verursacht.

Abb. 19 veranschaulicht diesen Zusammenhang. Die eingezeichneten Korrelationslinien basieren ausschließlich auf den Suszeptibilitätsmessungen unter Berücksichtigung der Sedimenttypen, die schematisch zusätzlich in Abb. 19 eingetragen sind. Weitere Ausführungen zur Korrelation finden sich im Kap. 4.3. (Magnetostratigraphie). Neben den Diagrammen der magnetischen Suszeptibilität (vgl. NOWACZYK et al. 1991) sind die Inklinations-Werte (charakteristische remanente Magnetisierung) von KAL 1878-3 und KAL 1882-2 dargestellt, welche die getroffene Schichtparallelisierung stützen.

3.9 Sinkgeschwindigkeits-Verteilung von Oberflächenproben

Detailuntersuchungen zur Sinkgeschwindigkeitsverteilung an Oberflächensedimenten der Region von Vesterisbanken ergeben die in Abb. 25a und 25b dargestellten Verhältnisse. Die Doppeldiagramme veranschaulichen jeweils die Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der Grobfraction (-5 bis 3 PSI) und der Feinfraction (größer 3 PSI). Aus den unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeits-Meßverfahren für Grob- und Feinfraction ergibt sich mitunter ein leichter Versatz innerhalb des Übergangsbereiches (MICHELS 1994). Die Karbonatfraction ist im wesentlichen aus *N. pachyderma*-Gehäusen zusammengesetzt, der Terrigenanteil überwiegend aus Quarz.

Gipfelregion Vesterisbanken

Die Oberflächenproben (GKG 1880-3 und 1886-3) aus dem Gipfelbereich unterscheiden sich grundlegend von Oberflächensedimenten der tiefen Beckenbereiche. Sie entstammen Wassertiefen von 333 m (Station 1880) sowie 260 m (Station 1886). GKG 1880-3 wird zu 90 Gew.-% von Grobfraction dominiert (vgl. Abb. 13c). Die Sinkgeschwindigkeitsverteilung weist ein relativ einheitliches Maximum (Karbonat und Quarz) zwischen -3 und 0 PSI aus (Abb. 25a). Größere (kleiner -3 PSI) wie auch geringe Korngrößenäquivalente (0 bis 3 PSI) treten nur untergeordnet auf. Innerhalb der Feinfraction ist nur die Sinkgeschwindigkeitsklasse höher 6 PSI deutlich vertreten. Die Sinkgeschwindigkeitsklassen 2 bis 11 PSI enthalten nur sehr geringe Partikelmengen (Abb. 25a).

Tiefsee-Ebene um Vesterisbanken

Die Oberflächenproben der Stationen 1878, 1882 und 1892 entstammen Wassertiefen von 3038 bis 3169 m (s. Tab. 2). Die Grobfractionsanteile aller drei Proben variieren zwischen 4 und 19 Gew.-% (Abb. 13b, 13c) und weisen deutliche Karbonatanteile auf. Die Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der drei Tiefseelokationen ist in Abb. 25b dargestellt; bei der 1878-Probe wird nicht zwischen Karbonat und Terrigeneintrag differenziert. Die

Oberflächenprobe aus GKG 1878-2 zeigt ein recht einheitliches Bild verschiedener Sinkgeschwindigkeitspopulationen innerhalb der Grobfraction, wobei das lokale Maximum bei ca. 0,3 PSI auf planktische Foraminiferen und untergeordnet zu etwa gleichen Teilen auf Terrigeneintrag und Benthos-Organismen zurückgeht (vgl. Abb. 15a). Mengenmäßig ist die Feinfraction mit Maxima bei 5-6 und 9-10 PSI dominierend (Abb. 25b). Die Kurve von Station 1882 zeigt ein markantes Karbonatmaximum, das sich aus unterschiedlichen Foraminiferengehäusen zusammensetzt (Abb. 15d). Ein doppelgipfliges Maximum von etwa 5,5 bis 7 PSI kennzeichnet die Feinfraction (1882-1). Einen ähnlichen - wenngleich nicht so markanten - Karbonatpeak besitzt die Kurve des Oberflächensedimentes von Station 1892 (Abb. 25b).

3.10 Teufenkorrektur der Kastenlotkerne

Die bisher verwendeten Teufenangaben der Proben (alle Diagramme) entsprechen der ursprünglichen Kernvermessung (Festlegung des Nullpunktes an Bord). Darauf basiert die Sedimentbeschreibung (Anhang, A-23 bis A-28) und die Probenahme. Der Vergleich von Isotopendaten, granulometrischen und geochemischen Parametern sowie einzelnen Sedimentkomponenten gestattet eine nachträgliche Korrelation der Sedimentprofile von GKG mit KAL-Kernen je Station. Folgende Korrekturen der Teufe werden an den Kastenlotkernen durchgeführt:

KAL 1878-3: Keine Korrektur der Originalteufe. Die Daten der GKG-Sedimente stimmen ab einer Teufe von 10 cm gut mit denen des KAL (dies beginnt bei 10 cm Originalteufe) überein. Für die weitere Auswertung werden alle Datensätze der GKG-Proben bis einschließlich 40 cm Teufe verwendet, da dies ungestörte Oberflächenproben sind.

KAL 1882-2: Originalteufe plus 4 cm. Die Isotopendaten der GKG-Sedimente entsprechen ab einer Teufe von 5 cm denen des KAL (dies beginnt bei 1 cm Originalteufe). Neben den KAL-Daten finden im weiteren sämtliche GKG-Probedaten bis einschließlich 12 cm Kernteufe Anwendung (ungestörte Oberflächenproben).

KAL 1892-3: Originalteufe minus 27 cm. Die Isotopendaten der GKG-Sedimente entsprechen ab einer Teufe von 8 cm denen des KAL (dies beginnt bei 35 cm Originalteufe). Die GKG-Daten werden bis in 8 cm (korrigierter) Kernteufe einbezogen. Auf Grund merklicher Destruktion des oberen KAL-Abschnittes werden die Daten der obersten Kastenlotprobe (Originalteufe 35 cm) durch die des GKG-Profilpunktes in 8 cm Teufe ersetzt.

Dies findet in weiteren Darstellungen ab dem folgenden Kapitel 4 Berücksichtigung.

4. Stratigraphie

4.1 Chronostratigraphie (¹⁴C)

Vier Proben der Sedimentkerne wurden mittels AMS datiert. Die Alter wurden um einen marinen Reservoir-Effekt von 400 Jahren reduziert (Kap. 2.3.1). Die Ergebnisse sind in Tab. 3 zusammengestellt. Das Alter der Probe aus 350 cm Kernteufe von Kastenlot 1882-2 liegt im Grenzbereich der Reichweite von ¹⁴C-Datierungen (40.000 Jahre) und wird im weiteren für die Alterseinstufung nicht berücksichtigt. Die anderen drei Datierungen sind in Abb. 20 eingetragen.

Tabelle 3: AMS ¹⁴C-Alter von Sedimentproben von Vesterisbanken.

Table 3: AMS ¹⁴C-ages of sediment samples from Vesterisbanken.

Sediment Core	Core Depth, original (cm)	Core Depth, corrected (cm)	¹⁴ C-Age (ka)	¹⁴ C-Age corrected (ka)	Standard Deviation (1σ)
KAL 1878-3	280	280	28.530	28.130	330
KAL 1882-2	75	79	18.630	18.230	160
KAL 1882-2	350	354	40.610	40.210	1.020
KAL 1892-3	90	63	32.230	31.830	480

4.2 Isotopenstratigraphische Gliederung der letzten ca. 250.000 Jahre

Die zeitliche Einstufung der Sedimentkerne erfolgt durch die Bewertung und Korrelation der δ¹⁸O- und δ¹³C-Isotopenkurven mit bekannten globalen stratigraphischen "Mustern" (SHACKLETON & OPDYKE 1973, 1976) sowie mit davon abweichenden Profilen anderer Kerne aus dem Europäischen Nordmeer (vgl. VOGELSANG 1990, WEINELT 1993).

Die Stratigraphie der Vesterisbanken-Kerne basiert im wesentlichen auf Sauerstoff-Isotopenkurven (*N. pachyderma* sin.). Zusätzlich erfolgt eine Korrelation der Kerne durch Kohlenstoffisotopenwerte. Die AMS ¹⁴C-Alter (Kap. 4.1) geben mit weiteren Altersfixpunkten zusätzliche Informationen. Zur Parallelisierung der KAL wird außerdem die Magnetostratigraphie herangezogen (Kap. 3.8 und 4.3.), wobei diese Synthese der Alterseinstufungen ein zeitliches Modell minimaler Widersprüche darstellt.

Tab. 4 gibt das Sauerstoffisotopen-“Gerüst“ (SPECMAP-Skala und aufgeführte Autoren) sowie die entsprechenden Alters-/ Teufenbeziehungen des untersuchten Kernmaterials wieder. Die Klammerwerte in der Tabelle bezeichnen die (unkorrigierten) Originalteufen (Kap. 3.10, Abb. 16a). Die Zuordnung der Kernabschnitte zu Isotopenstadien und -substadien erfolgte durch die

Bewertung von deutlich identifizierbaren Maxima, Minima und sonstigen Wendepunkten der O-Isotopenkurven. Zur Fixierung von Stadiengrenzen dienten die gut erkennbaren Übergänge zwischen den Stadien 8/7, 7/6, 6/5, 5/4, 4/3 und 2/1. Ebenso wurden bekannte stratigraphische Muster wie beispielsweise der "Doppelgipfel" von Stadium 7 zur zeitlichen Definition von Sedimentabfolgen herangezogen.

Tabelle 4: Sauerstoff-Isotopenstratigraphie und Alters-/Teufenkorrelation der Kerne 1878, 1882 und 1892 (beachte * ^{14}C -Alter). Klammerwerte sind Originalteufen.

Table 4: Oxygen isotope stratigraphy and age/depth correlation of the sediment cores 1878, 1882, and 1892 (note * marked ^{14}C -ages). Original depths in parentheses.

Termination	$\delta^{18}\text{O}$ -Event	Age (ka)	Reference	Core Depth 1878 (cm)	Core Depth 1882 (cm)	Core Depth 1892 (cm)
End I		9.000*	S	56	25 (21)	38 (65)
	2.0	12.050	M	75	39 (35)	58 (85)
Beginning	2.2	14.900*	V	85	49 (45)	
	2.3	21.500	M	195	94 (90)	
	3.0	24.110	M	235	109 (105)	58 (85)
	3.1a	26.120*	W	250	119 (115)	
	3.1b(I)	30.840*	W	340		
	3.1b(II)	33.160*	W	365	184 (180)	
	3.1c	36.300*	W	380	214 (210)	
	3.1d	39.530*	W	405	244 (240)	
	3.31	50.210	M	435	309 (305)	
	3.33	55.450	M		349 (345)	78 (105)
	4.0	59.000	M		359 (355)	83 (110)
	4.2	65.000	I		379 (375)	103 (130)
	5.0	73.910	M		404 (400)	128 (155)
	5.1	79.250	M		414 (410)	133 (160)
	5.2	90.950	M		439 (435)	150 (177)
	5.3	99.380	M		469 (465)	163 (190)
	5.4	110.790	M		514 (510)	
End II	5.51	122.560	M		542 (538)	173 (200)
	6.0	129.840	M		574 (570)	196 (223)
Beginning	6.2	135.100	M		589 (585)	213 (240)
	6.3	142.280	M		614 (610)	233 (260)
	6.4	152.580	M		634 (630)	253 (280)
	6.5	175.050	M			263 (290)
	6.6	183.300	M			278 (305)
	7.0	189.610	M			298 (325)
	7.1	193.070	M			318 (345)
	7.2	200.570	M			333 (360)
	7.3	215.540	M			343 (370)
	7.4	224.890	M			353 (380)
End III	7.5	240.190	M			378 (405)
	8.0	244.180	M			393 (420)

V: VOGELANG (1990); S: SARNTHEIN et al. (1992); W: WEINELT (1993); M: MARTINSON et al. (1987); I: IMBRIE et al. (1984)

Die Zuordnung der Altersfixpunkte aus Tab. 4 ergibt die in Abb. 20 gegen das Alter dargestellten Isotopenverhältnisse der drei Kernstationen 1878, 1882 und 1892 (jeweils GKG mit KAL gemäß Kap. 3.10 kombiniert).

Station 1878

Das Sedimentprofil enthält eine Vielzahl relativ mächtiger vulkanischer Aschelagen und laminierter Abschnitte (s. Kernbeschreibung im Anhang, A-23 bis A-28). Das AMS-Alter von ca. 28.000 Jahren in 280 cm Kernteufe (vgl. Abb. 16a) deutet auf in das Stadium 3 einzuordnende Sedimentalter hin. Markante (Schmelzwasser-anzeigende) $\delta^{18}\text{O}$ -Minima - meist mit niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten einhergehend - gestatten eine Unterscheidung der Substadien 3.1d, 3.1c, 3.1b(II) und (I) sowie 3.1a nach WEINELT (1993). Dazu ist die SPECMAP-Skala durch Einzelschritte analog dem Schema von PISIAS et al. (1984) und PRELL et al. (1986) unterteilt.

Diesen Sauerstoff-Isotopenereignissen folgen jeweils kurzfristige $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima ("Kältemaxima"). Die Stadiengrenze 3/2 orientiert sich am O-Event 3.1 und an der leichten Zunahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Stadium 3 zu 2 (vgl. VOGELANG 1990). Stadium 2 ist durch eine $\delta^{18}\text{O}$ -Maximalwert-"Region" charakterisiert; das Substadium 2.2 des letzten glazialen Maximums (oberes $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum) leitet gleichzeitig den Beginn der Termination I ein. Oberhalb der Grenze zwischen Stadium 2 und 1 (auf dem ersten $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum) ist ein genereller Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (einsetzende Ventilation der Oberflächenwassermassen) dokumentiert.

Station 1882

Die Abfolge "schwerer" (meist größer 4 ‰) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des unteren Profilabschnittes in KAL 1882-2 wird in das glaziale Isotopenstadium 6 eingestuft und ähnelt dem entsprechenden Kurvenverlauf von Station 1892. Die Zuordnung der Sedimentabfolge dieser Station östlich von Vesterisbanken ergibt somit maximale Sedimentalter von über 160.000 Jahren.

Die Grenze der Stadien 6/5 orientiert sich an "leichteren" $\delta^{18}\text{O}$ -Signalen (Erwärmungsbeginn und Schmelzwasser) und markiert den Beginn "schwerer" $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Nach der $\delta^{18}\text{O}$ -Minimalwert-Region um Substadium 5.5 (interglaziale Verhältnisse) stellen sich meist hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (größer 0,5 ‰) während des weiteren Verlaufes von Stadium 5 ein, die von gut durchlüfteten Oberflächenwassermassen zeugen. Vor Substadium 5.1 als jüngstem, leichtem $\delta^{18}\text{O}$ -Gipfel sind innerhalb des Stadiums 5 jedoch erneut geringere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte überliefert. Gut abgrenzbar ist das Stadium 4, in welchem sich das glazial geprägte Substadium 4.2 durch eine $\delta^{18}\text{O}$ -Maximalwert-Region bei abnehmenden $\delta^{13}\text{C}$ -Werten auszeichnet (vgl. Station 1892). Ein unregelmäßiger O-Isotopenkurven-Verlauf ist innerhalb des Stadiums 3 typisch. Wie schon bei Station 1878 lassen sich nach WEINELT (1993) entsprechende Schmelzwasserereignisse zuordnen. Schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Regionen (meist größer 4,5 ‰) kennzeichnen Stadium 2, welches - ähnlich wie bei Station 1878 - durch die für Stadium 1 typischen Werte abgelöst wird.

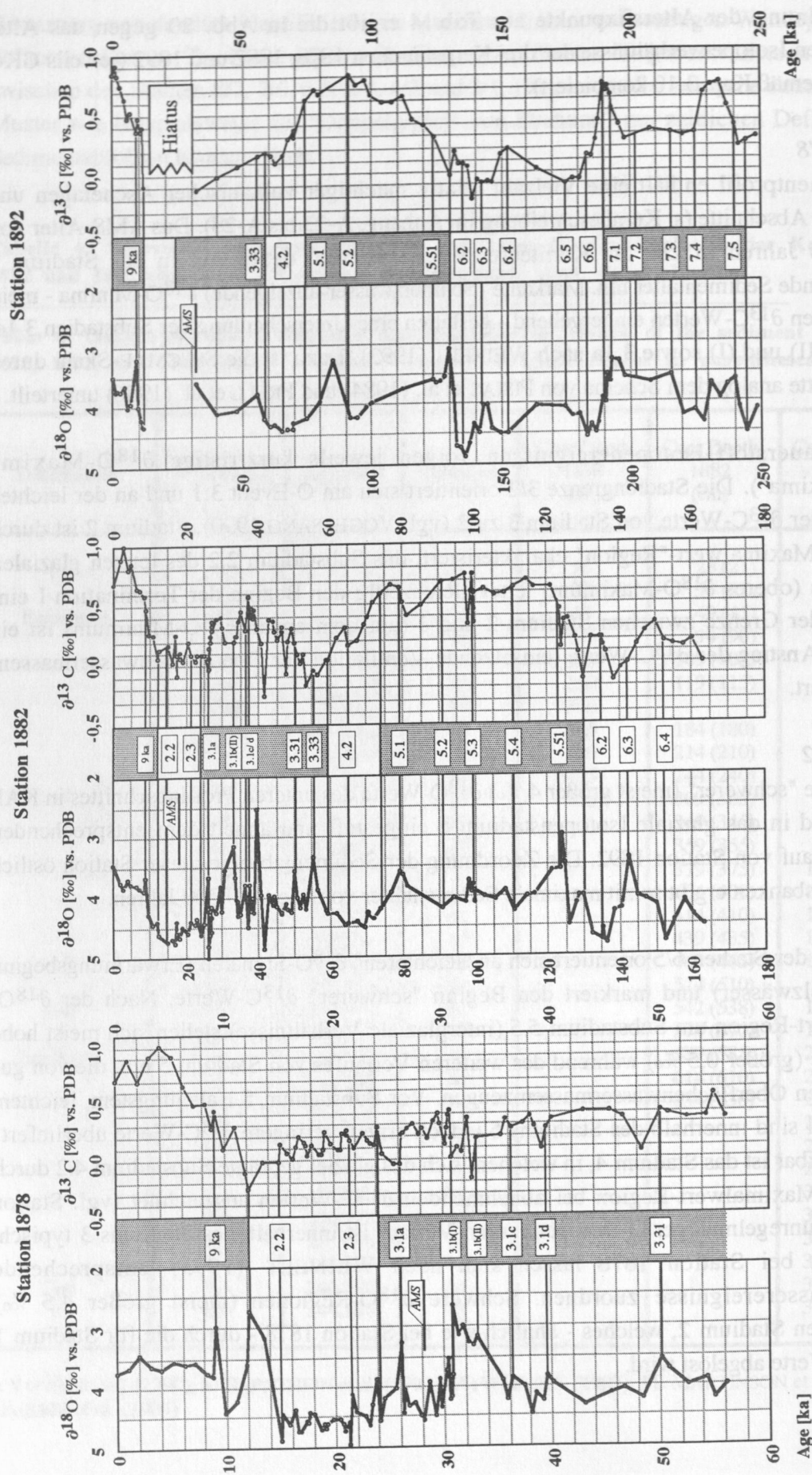


Abb. 20: Leichte stabile Isotopenwerte (*N. pachyderma* sin.) versus Sedimentalter der Kerne 1878, 1882 und 1892.

Fig. 20: Light stable isotope ratios (*N. pachyderms* sin.) versus sediment age of the cores 1878, 1882 and 1892.

Station 1892

Die Sedimente dieser Station besitzen mit ihrem Maximalalter von knapp 250.000 Jahren die größte stratigraphische Reichweite der drei langen Kerne. Die "Doppelgipfligkeit" der Kurve (Substadien 7.5 und 7.3) ist typisch und gestattet eine sichere Abgrenzung dieses Interglazials. Die mit der Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte einhergehende Zunahme "schwerer" $\delta^{18}\text{O}$ -Werte kennzeichnet die Stadiengrenze 7/6.

Das breite, glazial bedingte Maximum von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten um 4,3-4,6 ‰ (6.6) wird von für die Substadien 6.5, 6.4 und 6.3 typischen Werten (vgl. VOGELSANG 1990) abgelöst. Das ausgeprägte $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum von Substadium 6.2 vermittelt zu Stadium 5. Dieses Interglazial ist in Größenordnung und Verlauf der O- und C-Isotopenwerte dem Profil von Station 1882 ähnlich. Der Kurvenverlauf innerhalb von Stadium 4 ist nahezu dem der Station 1882 kongruent, was zusätzliche Sicherheit bei der Korrelation der Sedimentabfolge bietet (vgl. auch Abb. 16a).

Von Stadium 3 ist wahrscheinlich (gemäß der Korrelation) lediglich Substadium 3.3 als leichter $\delta^{18}\text{O}$ -Gipfel mit recht niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (0,1-0,2 ‰) identifizierbar. Im Sedimentprofil folgt entsprechend der Bewertung der Isotopenkurven eine Schichtlücke:

Im oberen Profilabschnitt von GKG 1892-1 und KAL 1892-3 (vgl. Abb. 16a) ist der Bereich von 75-85 cm Teufe durch ein $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum (4,2-4,4 ‰) gekennzeichnet. Bis zur Sedimentoberfläche nehmen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte merklich ab, was mit kontinuierlich steigenden $\delta^{13}\text{C}$ -Werten einhergeht. Diese Werte - in GKG und KAL überliefert - entsprechen spätpleistozänen-holozänen Werten für das Europäische Nordmeer (vgl. VOGELSANG 1990, KÖHLER 1992, JÜNGER 1993 und WEINELT 1993). Vergleicht man diesen oberen Kernabschnitt von Station 1892 mit den oberen Profilen der anderen beiden Kernstationen (Isotope, CaCO_3 , TOC, Biogenkomponenten), so ist eine Korrelation auffällig. Da die Isotopenwerte einen "lückenlosen" Anschluß des GKG-Profiles an das KAL-Profil ermöglichen (Abb. 16a), wird davon ausgegangen, daß Sedimente erst wieder mit Beginn des Isotopenstadiums 1 abgelagert wurden. Das AMS-Alter von ca. 32.000 Jahren in 90 cm Kernteufe (vgl. Abb. 16a) deutet somit auf eine unmittelbare Abfolge im Profil von Stadium 1 auf 3. Spätere Abschnitte von Stadium 3 und das gesamte Stadium 2 (für 2.2 typisch "schwere" Werte fehlen gänzlich) sind nicht überliefert. Die Radiographie des Kernes belegt für diesen Bereich gestörte Sedimentstrukturen.

4.3 Magnetostratigraphie der Kerne von Vesterisbanken

Die Korrelation der drei langen Kerne anhand kontinuierlich gemessener Suszeptibilitätsdaten veranschaulicht Abb. 19. In den Kernen lassen sich untereinander vergleichbare Abfolgen von Minima und Maxima der magnetischen Suszeptibilität erkennen. Im Detail läßt sich gerade bei KAL 1878-2 und KAL 1882-2 nahezu jeder Suszeptibilitätspeak korrelieren. Allerdings muß man generell zulassen, daß die Amplituden teilweise bis zum Faktor 20 variieren (NOWACZYK, pers. Mitt. 1994). Bei vulkanischen Aschelagen stellt dies jedoch nichts ungewöhnliches dar, weil die Verteilungskeulen von Ascheeruptionen mitunter recht schmal sind und nicht

zwingend bei jeder Kernlokation in gleicher Intensität vertreten sind. Dies äußert sich einerseits vorwiegend in unterschiedlichen Mächtigkeiten von Aschelagen gleicher Eruption. Andererseits "spreizen" laminierte Sedimentabschnitte (Turbidite und Konturite) das Sedimentprofil mehr oder weniger, was bei der Schichtparallelisierung zu berücksichtigen ist (s. Abb. 19). Eine direkte Kovarianz mit Kalt-Warm-Zyklen (vgl. Isotopenstadien) ist nicht feststellbar. Die Eruption vulkanischer Aschen überprägt das Suszeptibilitätssignal der Sedimente um den Vesteris Seamount, welches sonst durch den von exogenen geologischen Prozessen, wie Klima, Verwitterung und Meeresströmungen gesteuerten Eintrag magnetischer Trägerminerale bestimmt ist (vgl. THOMPSON & OLDFIELD 1986).

Auf Grund der AMS ^{14}C - und Isotopenalter ergibt sich im Vergleich der beiden KAL 1878-3 und 1882-2 folgende Chronostratigraphie der magnetischen Suszeptibilität während der letzten 60.000 Jahre (Abb. 21):

Die Variation der stabilen Inklination der charakteristischen remanenten Magnetisierung deutet auf Umkehrungen der Polarität des Erdmagnetfeldes vor ca. 27.000 Jahren sowie innerhalb eines Zeitraumes von 33.000-38.000 (eventuell 40.000) Jahren BP. Basierend auf dem Vergleich der magnetostratigraphischen Ergebnisse dieser Kerne mit Literaturdaten, kann das jüngere der beiden Ereignisse mit hoher Wahrscheinlichkeit mit dem Mono Lake Event (vgl. DENHAM & COX 1971), das ältere sicher mit dem Laschamp Event (vgl. BONHOMMET & BABKINE 1966, 1967) korreliert werden.

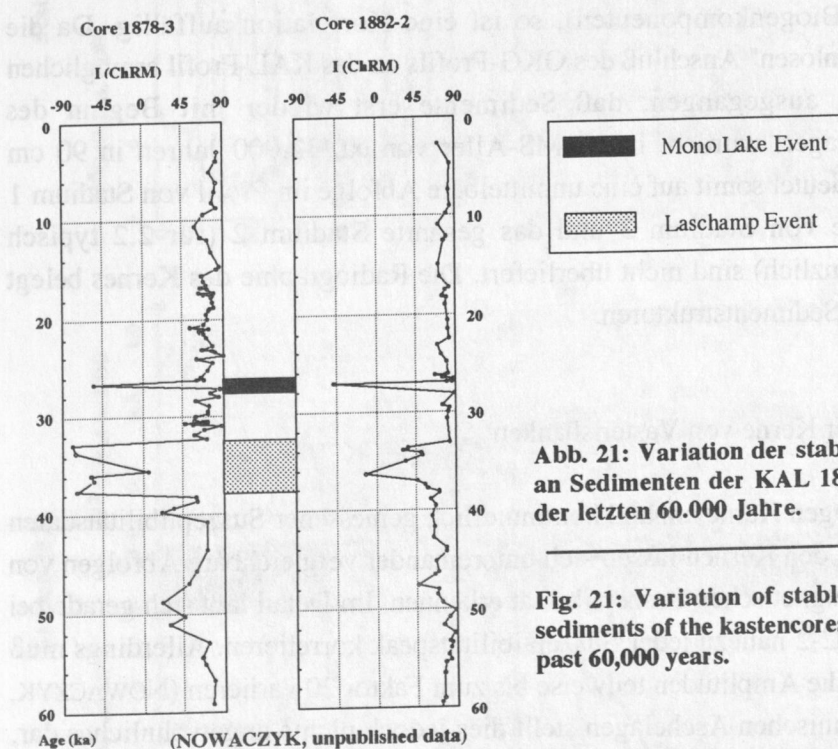


Abb. 21: Variation der stabilen Inklination I (ChRM) an Sedimenten der KAL 1878-3 und 1882-2 während der letzten 60.000 Jahre.

Fig. 21: Variation of stable inclination I (ChRM) of sediments of the kastencores 1878-3 and 1882-2 for the past 60,000 years.

NEGRINI et al. (1984) grenzen das Mono Lake Event auf 24.900-28.900 Jahre (Summer Lake, USA) ein, während BLEIL & GARD (1989) für die Norwegisch-Grönländische See ein Eventalter von 25.000-31.000 Jahren angeben, was jedoch von dem durch NOWACZYK (1991) favorisierten Alter von 23.000-25.000 Jahren differiert (Arktischer Ozean, Fram-Straße). In Ablagerungen aus dem Golf von Kalifornien sind Exkursionen des geo-magnetischen Feldes mit einem Alter von 26.000-29.000 (LEVI & KARLIN 1989) überliefert.

Für das Laschamp Event gibt NOWACZYK (1991) ein Alter von 34.000-43.000 Jahren an. An Sedimenten von Olby, Frankreich, datiert CONDOMINES (1978) das Laschamp Event auf 39.000 (± 6.000) Jahre, GILLOT et al. (1979) auf 35.000 (± 4.000) Jahre BP und GUÉRIN & VALLADAS (1980) nennen 37.000 (± 3.500) Jahre BP.

Damit passen sich die durch eine magnetostratigraphische Korrelation in Verbindung mit einer Alterseinstufung der Sedimente identifizierten geomagnetischen Exkursionen gut in die Polaritäts-Zeit-Skala (vgl. NOWACZYK 1991) ein und stützen die Parallelisierung der Kerne von Vesterisbanken untereinander. Sind vorstehend einige Eventalter genannt, so sei dennoch auf deren (teilweise kontroverse) Vielzahl hingewiesen. Eine umfangreiche Zusammenstellung von Literaturdaten und deren Diskussion findet sich bei LØVLI (1989) und NOWACZYK (1991).

4.4 Sedimentations- und Akkumulationsraten

Nachdem ein durch Magnetostratigraphie kontrolliertes (isotopenstratigraphisches) Altersmodell entwickelt wurde (vgl. Kap. 4.2. und 4.3.), lassen sich im weiteren Sedimentations- und Akkumulationsraten berechnen. Auf methodische Fragen der Berechnung wurde bereits in Kap. 2.3.9 eingegangen. Fehler bzw. Ungenauigkeiten können in den Linearen Sedimentationsraten (LSR) liegen, welche wiederum durch die Beurteilung der Altersfixpunkte sowie die zeitliche Auflösung der Beprobungsintervalle determiniert sind (vgl. BAUCH 1993). Für die jeweilige Oberfläche der Proben aus den GKG wurde stets ein rezent es Alter (0 ka) angenommen (vgl. JÜNGER 1993).

Vulkanische Aschelagen und turbiditische Sedimentabschnitte stellen Intervalle kurzfristiger Schüttungsereignisse dar. Dies wurde bei der Berechnung von LSR durch die Eliminierung der Mächtigkeit dieser Schichthorizonte berücksichtigt. Diese Kernabschnitte und deren Größenordnung wurden jeweils im Datenanhang vermerkt (A-1, A-2).

In Tab. 5 erfolgt ein Vergleich der Linearen Sedimentationsraten der untersuchten Kerne mit zwei im zentralen Grönland Becken gelegenen Sedimentkernen. Die jeweils über die gesamte Dauer der Isotopenstadien gemittelten Werte ergeben LSR, welche seit ca. 59.000 Jahren (Stadiengrenze 4/3) für das Gebiet von Vesterisbanken deutlich erhöht sind.

Tabelle 5: Mittlere Lineare Sedimentationsraten (LSR) seit dem Stadium 8 (Daten der Kerne 1736 und 1900 nach JÜNGER 1993).

Table 5: Mean linear sedimentation rates (LSR) since stage 8 (data from cores 1736 and 1900 after JÜNGER 1993).

Isotope Stages	Duration (ky)	LSR 1878 (cm/ky)	LSR 1882 (cm/ky)	LSR 1892 (cm/ky)	LSR 1736 (cm/ky)	LSR 1900 (cm/ky)
1	12.050	4.90	2.24	5.39	1.74	1.66
2	12.060	5.72	3.65	0.00*	3.23	3.40
3	34.890	3.17	3.75	0.72*	1.86	3.10
4	14.910		2.21	2.21	1.01	2.15
5	55.930		1.64	1.05	1.11	1.72
6	59.770		2.09	1.62	0.92	1.07
7	54.570			1.74	0.92	1.69
8	58.820			3.76 **	0.39	1.22

* Note: Low LSR are caused by erosion ** Data available only for the last 4,000 years of stage 8

Abb. 22 zeigt die Linearen Sedimentationsraten der Vesterisbanken-Kerne im Vergleich zu zwei von JÜNGER (1993) bearbeiteten Kernen aus der Grönlandsee seit ca. 250.000 Jahren BP. Die Lage der Sedimentkerne 1736 und 1900 ist in Abb. 33 eingezeichnet, deren Positionen sind in Tab. 6 vermerkt.

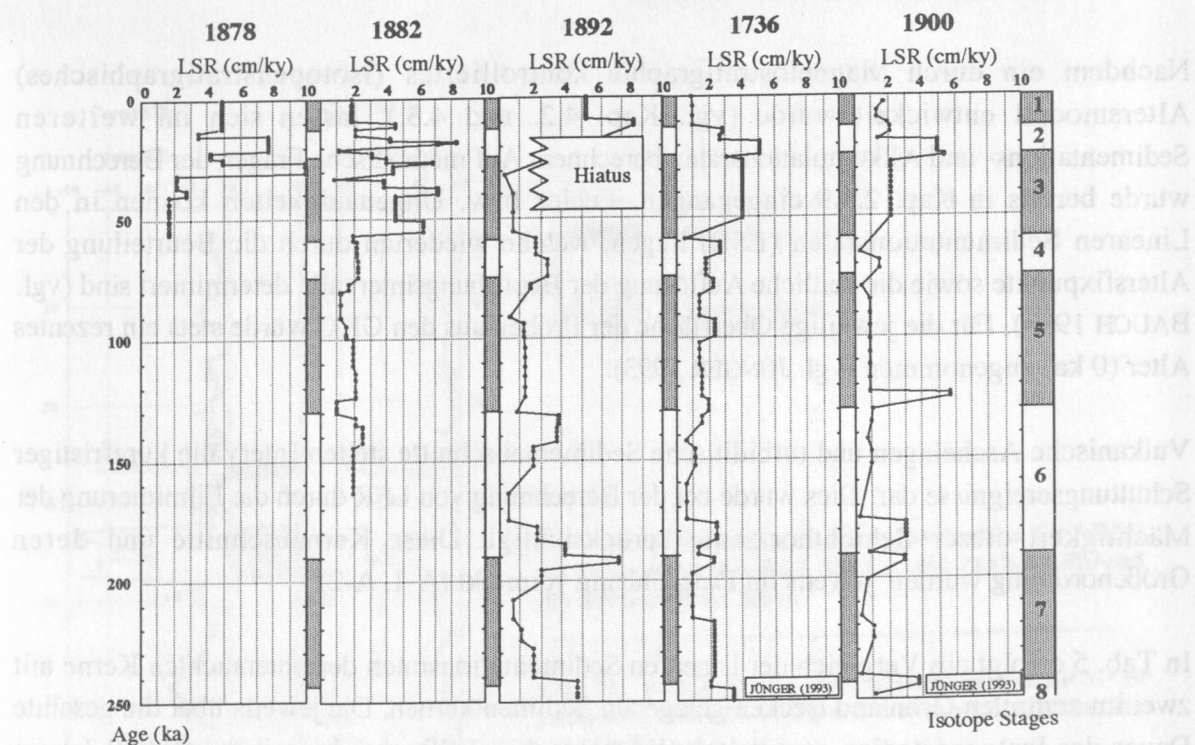


Abb. 22: Lineare Sedimentationsraten (LSR) von Kernen aus der Grönlandsee während der letzten 250.000 Jahre (Daten der Kerne 1736 und 1900 nach JÜNGER, 1993).

Fig. 22: Linear sedimentation rates (LSR) of cores from the Greenland Sea during the past 250,000 years (data of cores 1736 and 1900 from JÜNGER, 1993).

Generell variieren die LSR der Kerne von Vesterisbanken zwischen 0,4 und ca. 6 cm/ky. Maximalwerte werden mit bis zu 10 cm/ky zum Ende des Stadiums 3 erreicht. Die LSR sind in guter Übereinstimmung mit Werten der zentralen Grönlandsee seit der Stadiengrenze 8/7 (JÜNGER 1993). Jedoch unterliegen die LSR innerhalb der Umgebung des Vesteris Seamounts seit Stadium 3 deutlichen Schwankungen.

Die Berechnung von Akkumulationsraten (AR) erfolgte gemäß Kap. 2.3.9. Die Wertedarstellung basiert auf der im folgenden Kapitel 4.5 beschriebenen Kombination eines Standardprofils. Da lediglich für die Kerne der Stationen 1878 und 1892 sedimentphysikalischen Datensätze zur Verfügung standen (Kap. 3.2), sind die für die AR-Berechnung notwendige Daten der Trockenraumgewichte für die einbezogenen Datensätze des KAL 1882-2 zwischen den Anschlußpunkten von KAL 1878-3 und KAL 1892-3 interpoliert. Akkumulationsraten ausgewählter Parameter werden in Kap. 5.4 abgebildet und diskutiert.

4.5 Lithostratigraphie und isotopisches Standardprofil

Entsprechend der aufgezeigten Korrelation der einzelnen Kerne von Vesterisbanken decken diese jeweils unterschiedliche Zeitspannen ab (vgl. Kap. 4.2, 4.3 und Abb. 16a, 19, 20).

Um das Gebiet um den Vesteris Seamount *insgesamt* charakterisieren zu können, erfolgt eine gemeinsame Darstellung von Sedimentmerkmalen, indem einzelne Profilabschnitte *verschiedener* Kerne miteinander kombiniert, d.h. in stratigraphischer Reihenfolge aneinandergesetzt werden. Dabei finden die Rohdaten folgender Profilsegmente Verwendung: GKG 1878-2 (0-40 cm Teufe: ungestörte Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente), KAL 1878-3 (45-435 cm: höchste Auflösung von Schmelzwasser-Ereignissen in Stadien 2 und 3), KAL 1882-2 (310-535 cm: höhere Auflösung des Stadiums 5 als bei KAL 1892-3) und KAL 1892-3 (ab 220 cm Kernteufe: kontinuierliche Sedimentation und maximale stratigraphische Reichweite). Diese Teufenangaben beziehen sich auf die jeweiligen Originalteufen (vgl. Kap. 3.10).

Mit dieser Konstruktion eines gut auflösenden "Einheitskernes Vesterisbanken" (im weiteren als "Standardprofil" bezeichnet) sollen *allgemeingültige* Tendenzen von Sedimentation und Paläozoologie dieses Seegebietes herausgestellt werden. Zur Betrachtung der Variabilität einzelner Sedimentparameter *innerhalb* der Umgebung von Vesterisbanken werden die Kerne gesondert betrachtet. Aus diesem Grund erfolgt auch keine Stapelung der Kurven aller drei untersuchten Kerne. Eine derartige lithostratigraphische Synopsis ist in Abb. 23 dargestellt. Das Standardprofil erhöht Aussagekraft und Übersichtlichkeit des Datenmaterials von Vesterisbanken.

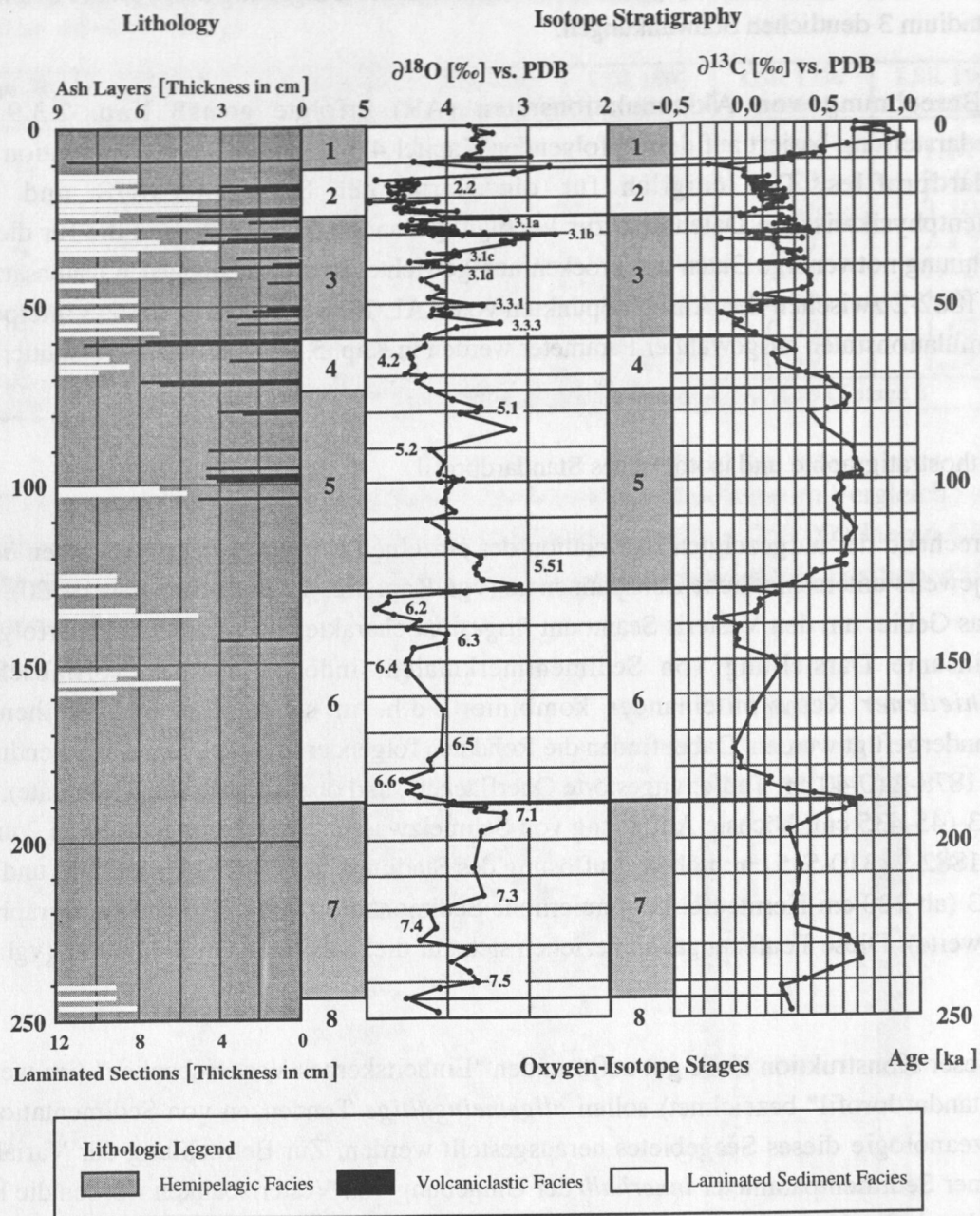


Abb. 23: Standardprofil der Region um Vesterisbanken: Lithologie sowie Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenwerte von *N. pachyderma* sin. für die letzten 250.000 Jahre.

Fig. 23: Standard profile of the Vesterisbanken region: Lithology and stable oxygen- and carbon isotope records of *N. pachyderma* sin. during the past 250,000 years.

5. Interpretation und Diskussion

Die Interpretation der in dieser Arbeit untersuchten Sedimenteigenschaften gibt Hinweise auf sedimentbildende Vorgänge und Änderungen der Paläozeanographie im untersuchten Teil des Grönland Beckens während der letzten 250.000 Jahre.

5.1 Lithofaziell unterschiedliche Tiefsee-Sedimente

Ablagerungen innerhalb von Tiefseebecken sind auf Grund ihrer verschiedenen Herkunft lithologisch recht unterschiedlich (z.B. FÜCHTBAUER 1970, TUCKER 1981, STOW & PIPER 1984, EINSELE 1992). Hauptsächlich unterscheidet man *allochthone* Sedimente kontinentalen Ursprungs (fluviatile Suspensionsfracht, äolischer Staub und vulkaniklastisches Material) von *autochthonen* Biogenablagerungen. In Polargebieten wird die marine Sedimentation zudem vom eisbedingten Materialeintrag beeinflusst (z.B. MOLNIA 1983, BLEIL & THIEDE 1990). Zusätzlich zur Frage der Herkunft des abgelagerten Materials sind verschiedene Transport- und Ablagerungsvorgänge für jeweils unterschiedliche Sedimenttypen verantwortlich:

- pelagische Sedimentation (z.B. SEIBOLD & BERGER 1982, MCCAVE 1984)
- Resuspension von Flachwasser- und Hangsedimenten durch gravitative Massebewegungen (z.B. WALKER & MUTTI 1973, MUTTI et al. 1984, STOW 1986)
- strömungsbedingtes "winnowing" von Tiefseesedimenten (z.B. STOW 1979, LEDBETTER & ELLWOOD 1980, STOW & PIPER 1984).

Anhand der Untersuchungsergebnisse der Grobfractionsanalyse weist das Ternärdiagramm (Abb. 24) drei wesentliche Lithofaziestypen aus. Dies entspricht der in Kap. 3.1 (Sedimentbeschreibung) getroffenen, makroskopischen Unterscheidung in feinklastische Sedimente mittlerer und hoher Biogenanteile (A), hoher Terrigenanteile (B) und pyroklastische Ablagerungen (C).

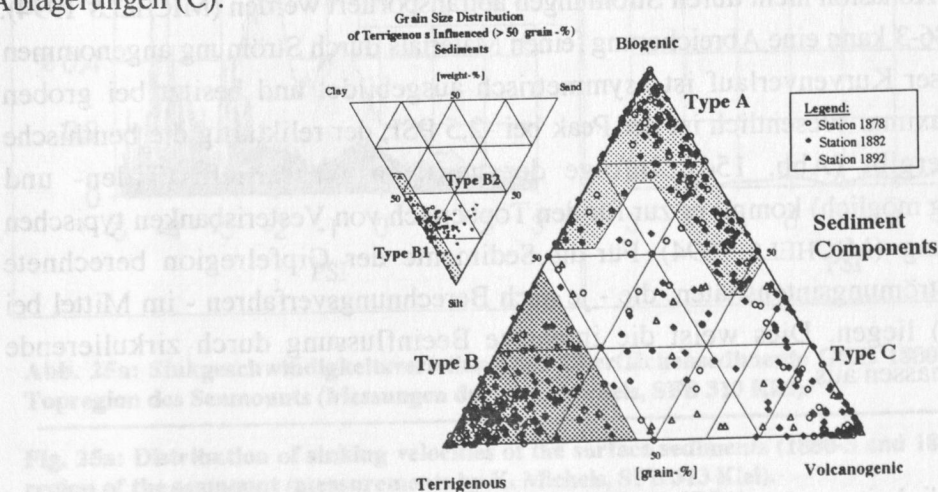


Abb. 24: Ternärdiagramme der Sedimentzusammensetzung der KAL 1878,1882 und 1892.

Fig. 24: Ternary diagrams of sediment composition of the long cores 1878, 1882 and 1892.

Innerhalb der terrigen beeinflussten Sedimentgruppe (mindestens 50 Kornzahl-% Terrigenanteil der Grobfraction) kann auf Grund der Korngröße eine weitere Differenzierung (B1: siltig-tonig, B2: teils sandig) getroffen werden. Generell besitzen die in Abb. 24 unterschiedenen Ablagerungen folgenden Milieucharakter:

Typ A:	hemipelagische, biogen dominierte Sedimentation
Typ B1:	(distale) Turbidite, Konturströme
Typ B2:	terrigen kontrolliertes Milieu - IRD-führend
Typ C:	Vulkaniklastika und assoziierte Ablagerungen

Die *hemipelagische* Prägung (vgl. BERGER 1974, JENKYNS 1986) der feinklastischen Ablagerungen von Vesterisbanken wird durch die großen Anteile von terrigenem Silt und Ton deutlich. Die Silte sind nahezu fossilfrei, deren Hauptkomponente stellt angerundeter Quarz dar. Es handelt sich dabei um Turbidite, welche ihren Ursprung am grönländischen Kontinentalhang haben und nordostwärts in das Grönland Becken vorstoßen (MIENERT et al. 1993a, 1993b, WALLRABE-ADAMS in Vorb.). Eine Zuordnung der Ablagerungen aus dem Gebiet von Vesterisbanken zu den von HENRICH (1989) unterschiedenen Faziestypen des östlichen Europäischen Nordmeeres wird bereits in Kap. 3.1 skizziert, jedoch auf Grund der lithofaziellen Unterschiede der Sedimente schließlich nicht weiter getroffen.

Die Analysen zur Sinkgeschwindigkeitsverteilung der Oberflächensedimente (Abb. 25a, 25b) gestatten folgende Ableitungen:

Gipfelregion

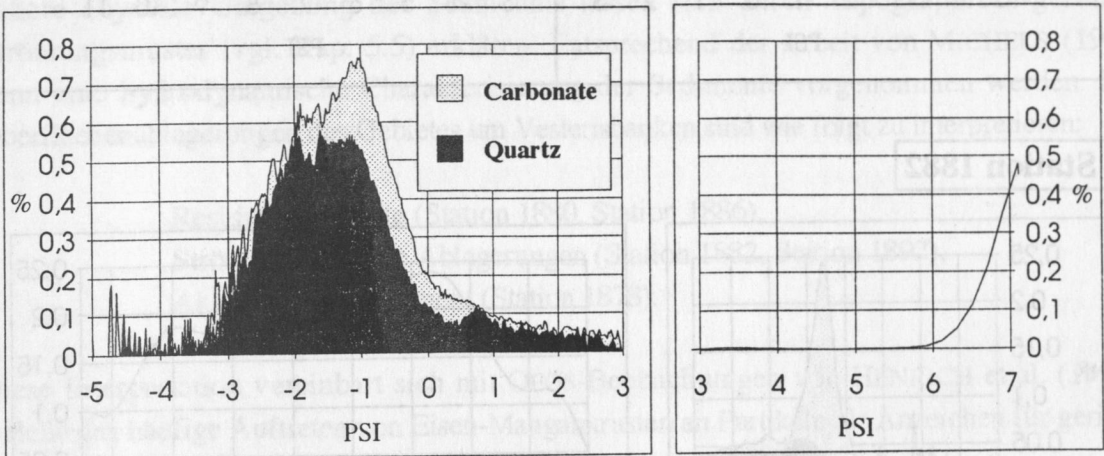
Ein Abtransport von Partikeln im Sinkgeschwindigkeitsbereich zwischen 0 und 6 PSI durch Strömungen ist deutlich. Verblieben sind auf Grund einer höheren kritischen Transportgeschwindigkeit lediglich gröbere Anteile (< 0 PSI) und feine Anteile (> 6 PSI), die wegen ihrer hohen Kohäsion nicht durch Strömungen abtransportiert werden (MICHELS 1994). Auch bei GKG 1886-3 kann eine Abreicherung feinen Materials durch Strömung angenommen werden. Auch dieser Kurvenverlauf ist asymmetrisch ausgebildet und besitzt bei groben Anteilen lokale Maxima. Wesentlich ist der Peak bei -2,5 PSI, der reliktartig die benthische Besiedlung wiedergibt (Abb. 15d). Infolge der geringen Wassertiefe (Tiden- und Sturmbeeinflussung möglich) kommt es zur für den Topbereich von Vesterisbanken typischen Restsedimentbildung (MICHELS 1994). Für die Sedimente der Gipfelregion berechnete MICHELS (1994) Strömungsintensitäten, die - je nach Berechnungsverfahren - im Mittel bei knapp 35 cm/s (!) liegen. Dies weist die intensive Beeinflussung durch zirkulierende Oberflächenwassermassen aus.

Tiefseebecken

Das Sinkgeschwindigkeitsmuster (1878-2) läßt sich durch die nach einem distalen Turbidit (Feinfraction !) einsetzende hemipelagische Sedimentation herleiten. Das breite Spektrum strömungssortierter und nicht strömungssortierter Partikel deutet auf den akkumulativen

Charakter des Sediments hin. Jedoch ist ein "akkumulativer" Charakter der Sedimentation nicht zwingend mit geringer Strömungsbeeinflussung gleichzusetzen, da dies lediglich den Ablagerungstyp bezeichnet (MICHELS 1994).

Station 1880



Station 1886

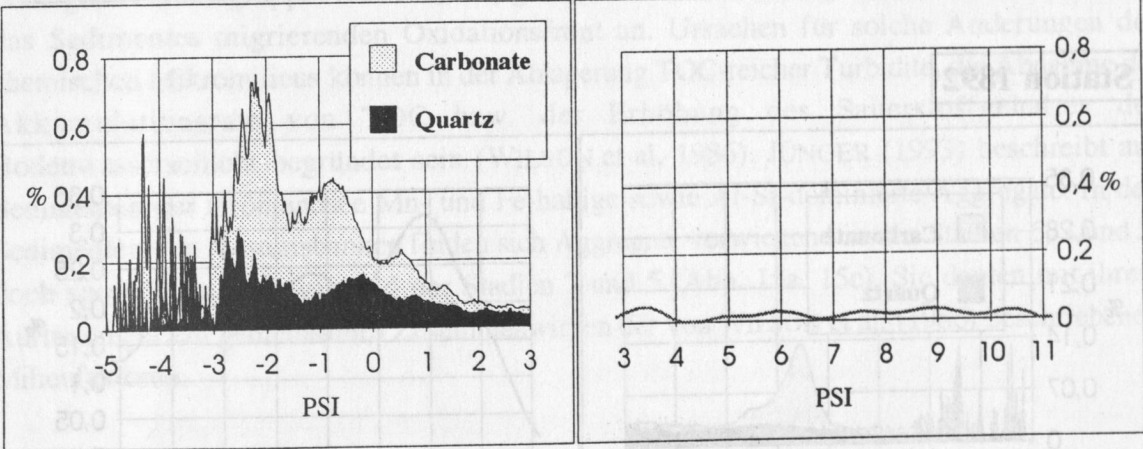


Abb. 25a: Sinkgeschwindigkeitsverteilung der Oberflächensedimente GKG 1880-3 und 1886-3 der Topregion des Seamounts (Messungen durch K. Michels, SFB 313 Kiel).

Fig. 25a: Distribution of sinking velocities of the surface sediments (1880-3 and 1886-3) from the top region of the seamount (measurements by K. Michels, SFB 313 Kiel).

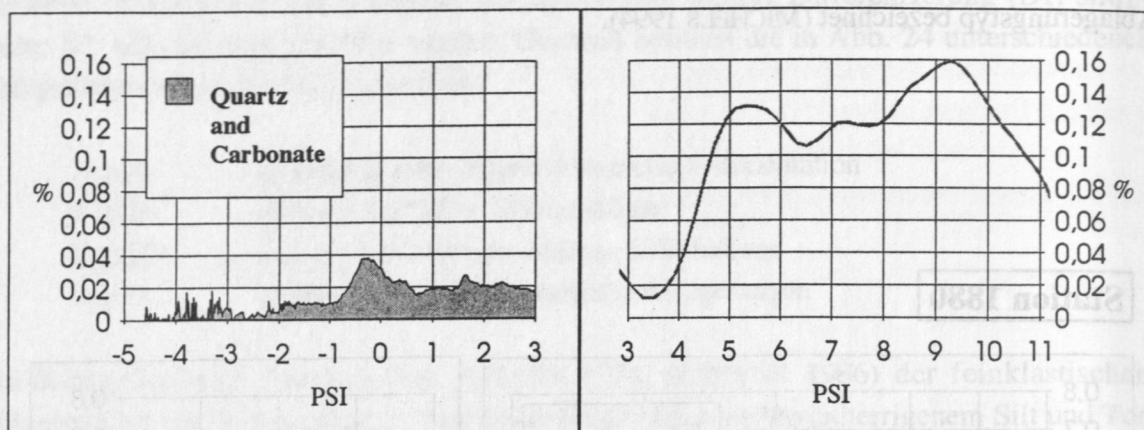
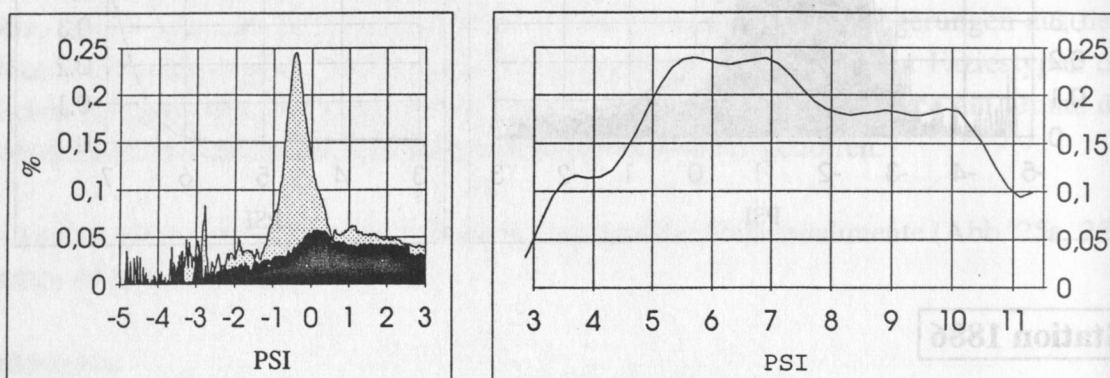
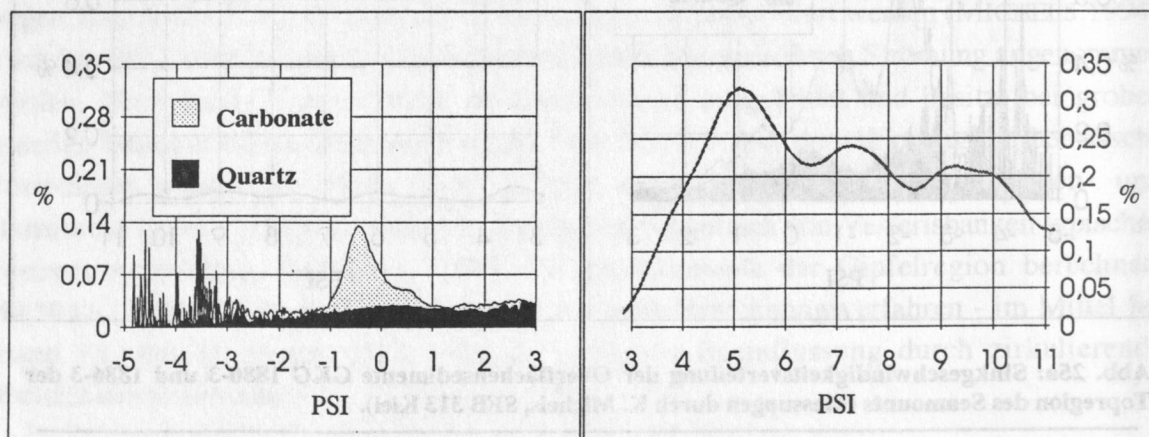
Station 1878**Station 1882****Station 1892**

Abb. 25b: Sinkgeschwindigkeitsverteilung der Oberflächensedimente GKG 1878-2, 1882-1 und 1892-1 der Umgebung von Vesterisbanken (Messungen durch K. Michels, SFB 313 Kiel).

Fig. 25b: Distribution of sinking velocities of the surface sediments (1878-2, 1882-1 and 1892-1) from the vicinity of Vesterisbanken (measurements by K. Michels, SFB 313 Kiel).

Die Sinkgeschwindigkeitsverteilung von GKG 1882-1 zeigt ein markantes Karbonatmaximum, wobei das breite Terrigenmaximum bei ca. 0,1 bis 0,3 PSI als dessen assoziiertes Transportäquivalent zu interpretieren ist. Genetisch wird dieses Sediment als turbiditisch geprägt eingestuft. Foraminiferengehäuse und terrigener Quarz sind strömungssortiert, der hohe Feinanteil repräsentiert wahrscheinlich neben hemipelagischer Sedimentation suspensions-transportierte Turbiditpartikel. Für das Oberflächensediment von GKG 1892-1 bietet sich die gleiche Interpretationsmöglichkeit einer turbiditisch geprägten Genese dieses Sedimentes (Abb. 25b). Die von MICHELS (1994) rekonstruierten - gegenüber anderen Beckenpositionen deutlich erhöhten - Intensitäten der Bodenströme von ca. 12 - 24 cm/s für die nähere abyssale Umgebung des Seamounts lassen sich durch topographisch-geführte Strömungsmuster (vgl. Kap. 5.5) erklären. Entsprechend der Arbeit von MICHELS (1994) kann eine hydrodynamische Charakterisierung der Sedimente vorgenommen werden. Die Oberflächenablagerungen des Gebietes um Vesterisbanken sind wie folgt zu interpretieren:

Residualsedimente (Station 1880, Station 1886),
Strömungssortierte Ablagerungen (Station 1882, Station 1892),
Akkumulationssediment (Station 1878).

Diese Interpretation vereinbart sich mit OFOS-Beobachtungen von HENRICH et al. (1992), welche das häufige Auftreten von Eisen-Mangankrusten an Partikeln als Anzeichen für geringe Akkumulationsraten für die oberste Sedimentschicht deuten.

Die Zusammensetzung der Grobfraction wird außerdem durch erhöhte Anteile von Aggregaten (authigene Partikelgruppe Abb. 15a, 15c) gekennzeichnet. Diese zeigen die Ausbildung einer in das Sediment migrierenden Oxidationsfront an. Ursachen für solche Änderungen des chemischen Mikromilieus können in der Ablagerung TOC-reicher Turbidite, die Abnahme der Akkumulationsrate von TOC bzw. der Erhöhung des Sauerstoffgehaltes der Bodenwasserschicht begründet sein (WILSON et al. 1986). JÜNGER (1993) beschreibt aus Sedimenten der Grönlandsee Mn- und Fe-haltige sowie Al-Si-dominierte Aggregate. In den Sedimenten von Vesterisbanken finden sich Aggregate vorwiegend in den Stadien 6, 3 und 2, doch sporadisch auch während der Stadien 7 und 5 (Abb. 15a, 15c). Sie deuten mit ihrem Auftreten auf ein gemeinsames Zusammenwirken der von WILSON et al. (1986) beschriebenen Milieufaktoren.

5.2 Strömungskontrollierte abyssale Sedimentation

Das Phänomen von Tiefsee-Strömungen wird schon seit längerem diskutiert (WÜST 1936, 1958). Seit Ende der siebziger Jahre widmete sich das "High Energy Benthic Boundary Layer Experiment" (HEBBLE) im NW-Atlantik den physikalischen und biologischen Auswirkungen von Bodenströmungen auf Tiefseeablagerungen (HOLLISTER et al. 1980, MCCAVE &

HOLLISTER 1985, HOLLISTER & NOWELL 1991). Anzeichen der Strömungssortierung, wie Rippeln und Sedimentwellenfelder in abyssalen Positionen sind inzwischen weltweit nachgewiesen (vgl. HOLLISTER 1993).

Bezüglich der Strömungsmechanismen gilt eine grundlegende Unterscheidung von gravitativen zu thermohalinen Antriebsfeldern im submarinen Milieu. Die einen erzeugen Turbidite (BOUMA 1962) als eine Form gravitativer Ströme, die anderen induzieren durch thermohaline Konvektion Bodenströme, welche bathymetrischen Konturen folgen und zur Ablagerung von Konturiten führen (HOLLISTER & HEEZEN 1972).

STOW (1979) faßt die allgemeine Kontroverse über Turbidite und Konturite zusammen, welche das Verständnis um Suspensionsströme und thermohaline Tiefenströme (syn. "Konturströme") einschließt. Trotz lithologischer Ähnlichkeiten in Struktur und Textur dieser Ablagerungen ist eine Unterscheidung zwischen feinkörnigen Turbiditen und Konturiten prinzipiell möglich, gestaltet sich jedoch schwierig (BOUMA & HOLLISTER 1973, STOW & LOVELL 1979, LOVELL & STOW 1981, STOW & PIPER 1984).

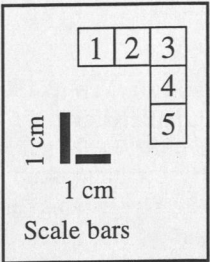
Ablagerungen beider Antriebsmechanismen sind für das Untersuchungsgebiet anzunehmen. Die laminierten Abschnitte der untersuchten Kerne von Vesterisbanken werden *größtenteils* als distale Turbidite interpretiert. Abb. 26 enthält eine Zusammenstellung von Radiographie-Positiven verschiedener typischer Sedimentfaziestypen des Untersuchungsmaterials. *Einige* der untersuchten Sedimentgefüge (Sortierung, Bioturbation, Schichtmächtigkeit, reguläre und inverse Gradierung, allgegenwärtige Lamination) sind jedoch typisch für *konturitische* Sedimentation (BOUMA & HOLLISTER 1973, HESSE & CHOUGH 1980, CHOUGH & HESSE 1985).

Während DAMUTH (1978) dieses Gebiet als durch *schwache* Bodenströmungen gekennzeichnet wissen will, wird eine *deutlich* strömungskontrollierte Sedimentation durch auf 3,5 kHz-Sedimentecholotschrieben (RUMOHR, pers. Mitt., 1993) und durch Side-Scan-Sonar-Aufnahmen (MIENERT et al. 1993a, 1993b) dokumentierte Sedimentwellen bestätigt. Sedimentwellen aus dem Gebiet südlich von Vesterisbanken werden von THIEDE & HEMPEL (1991) beschrieben und zeigen erhöhte Strömungsbedingungen während der Sedimentation an (vgl. MCCAVE & TUCHOLKE 1986). Ein Parasound-Profil nordwestlich vom Vesteris Seamount erfaßte Sedimentwellen des Meeresbodens in etwa 3250 m Wassertiefe und belegt damit einen lateralen Materialtransport im abyssalen Teil des Grönland Beckens (Abb. 27). Genetisch werden solche Sedimentwellengebiete mit Konturströmen in Verbindung gebracht, obgleich eine Zuordnung problematisch ist (MARIANI et al. 1993, MICHELS 1994). Auch turbiditische Strömungen können derartige Sedimentwellenfelder verursachen (vgl. NORMARK et al. 1980, BOUMA et al. 1985).

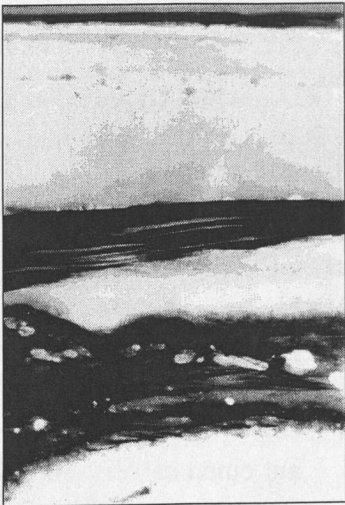


Abb. 26: Radiographie-Positive von Kernabschnitten mit verschiedener Sedimentfazies.

Fig. 26: Radiographs (positive) of sediment core sections exhibiting different facies.



1. Sandy silty clay, mottled, forams common, strong (*Planolites*-type) bioturbation (core 1882-2: 3 - 13 cm bsf).
2. Alternating sequence of silt and clay, abundant ice-rafted debris (core 1882-2: 437 - 447 cm bsf).
3. Silty clay intercalated with silt, common bioturbation (*Mycelia*), lamines with sharp contacts at bottom and top / contourite section (core 1878-3: 230 - 240 cm bsf).
4. Sandy silt, cross-bedded with sandy lenses in the lower section, evidence of erosion (core 1878-3: 251 - 261 cm bsf).
5. Clay, graded, at base sandy layers with internal cross-bedding / distal turbidite section (core 1882-2: 476 - 486 cm bsf).



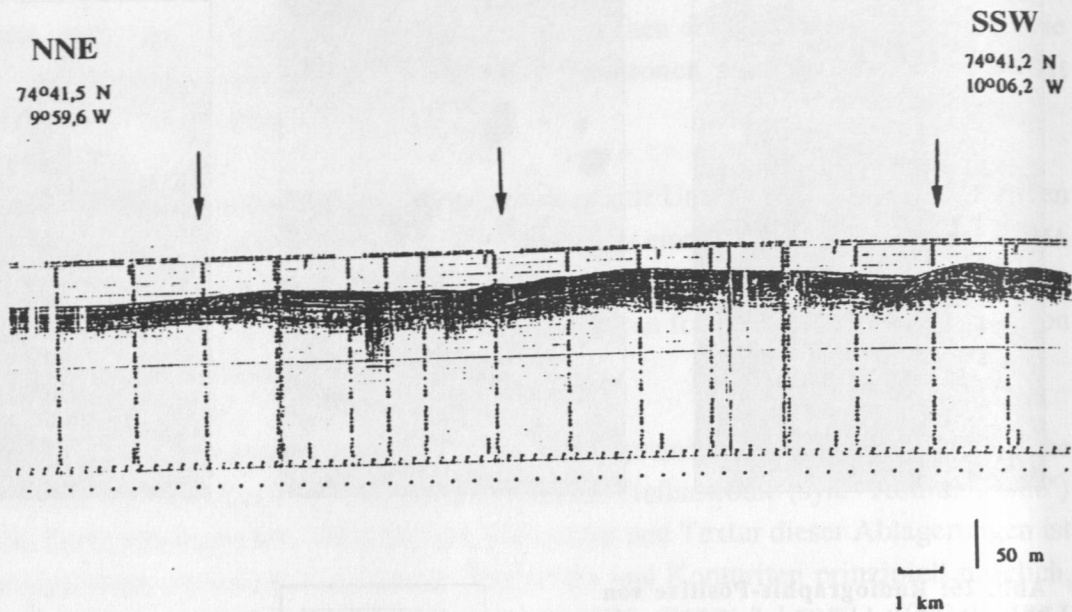


Abb. 27: Westliches Grönland Becken (3.250 m Wassertiefe): Sedimentwellen dokumentieren den strömungskontrollierten Partikeltransport. Die Pfeile markieren die Länge der Sedimentwellen (aus HEMPEL & THIEDE 1991, leicht geändert).

Fig. 27: Western part of the Greenland basin (3,250 m bsf): Sediment waves indicate a deep-current controlled transport of particles. Arrows mark various length of the sediment waves (adapted from HEMPEL & THIEDE 1991, slightly modified).

Das von MIENERT et al. (1993a, 1993b) dokumentierte "canyon"-artige Rinnensystem deutet auf einen kanalisierten Sedimenttransport durch turbiditische Strömungen vom Kontinentallhang zum Grönland Becken hin (vgl. DALY 1936 in FÜCHTBAUER 1988). Die Schichtlücke im Sedimentprofil von Station 1892 nordwestlich von Vesterisbanken wird als Indiz dafür gewertet, daß es dabei zeitweise auch zu tiefreichender Erosion kommen kann (Abb. 28).

Auf (sub)rezente sedimentbeeinflussende Strömungen - durch die Sinkgeschwindigkeitsverteilung von Oberflächensedimenten dokumentiert - wird bereits im vorstehenden Kapitel 5.1 eingegangen. Die Oberflächensedimente der in dieser Arbeit behandelten Vesterisbanken-Stationen 1880, 1882, 1886 und 1892 werden als durch Restsedimentbildung und Strömungssortierung geprägt interpretiert (vgl. MICHELS 1994).

Weitere Indikatoren für relativ konstante Strömungen in der Umgebung von Vesterisbanken sind erhöht siedelnde benthische Filtrierer, z. B. *C. wuellerstorfi* (vgl. Abb. 15b,d), die somit für ihre Nahrungsaufnahme das bodennahe laminare Strömungsregime nutzen (ALTENBACH et al. 1987, LUTZE & THIEL 1987, LUTZE & ALTENBACH 1988). Die Siedlungsareale weisen

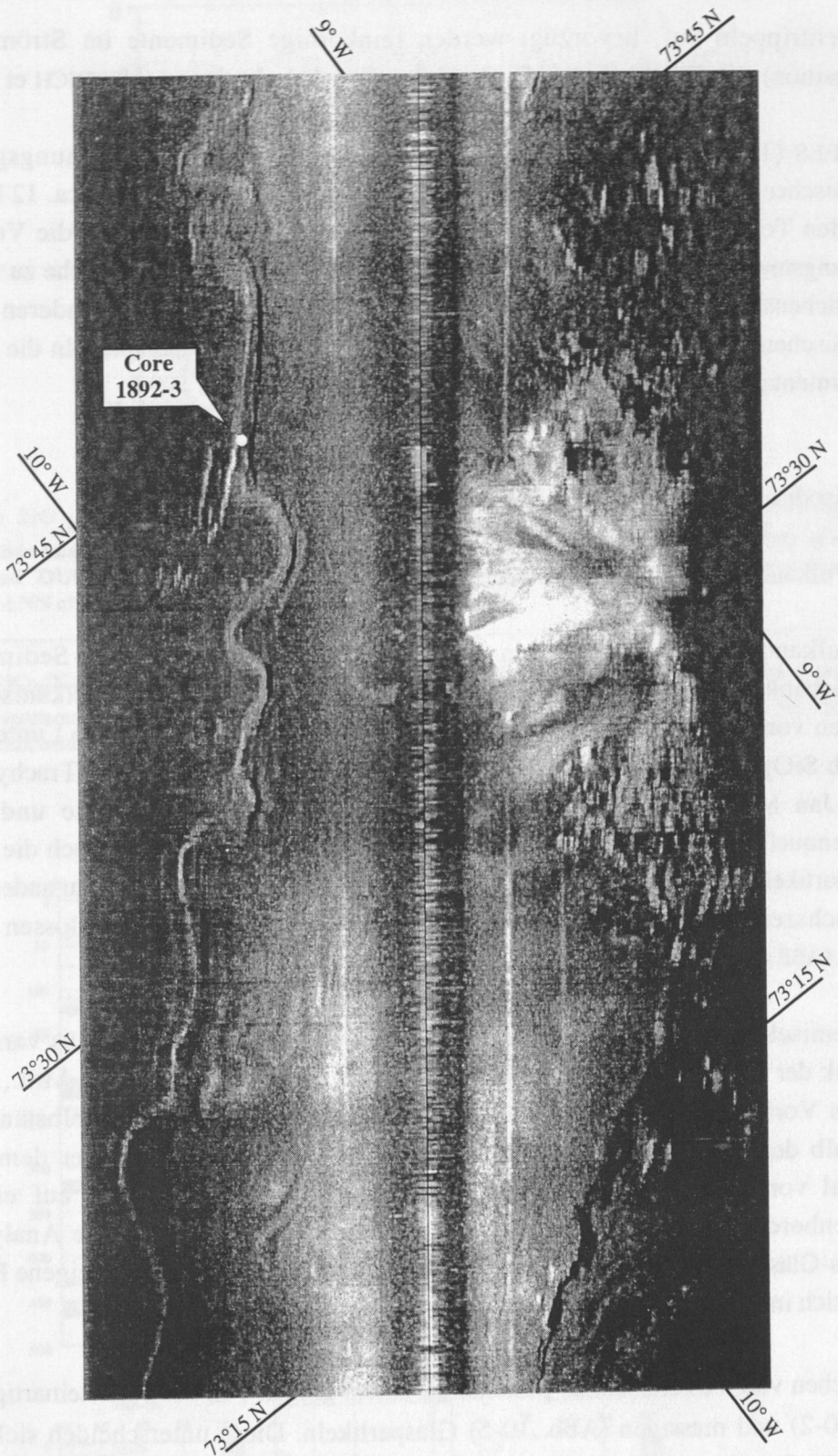


Abb. 28: "GLORIA"-Sonographie der Region Vesterisbanken nach MIENERT et al. (1993), leicht ergänzt.

Fig. 28: "GLORIA" sonograph of the region around Vesterisbanken after MIENERT et al. (1993), slightly modified.

Sedimenttrümmern auf, bevorzugt werden feinkörnige Sedimente im Strömungsschatten (Lee-position) von Erhebungen (z.B. Basaltbruchstücke) abgelagert (HENRICH et al. 1992).

MICHELS (1994) gibt einen Überblick über das (sub)rezente Strömungsgeschehen im Europäischen Nordmeer. Die modellierten Strömungsgeschwindigkeiten (ca. 12 bis 24 cm/s im abyssalen Teil um Vesterisbanken) weisen beachtlich hohe Werte auf, die Verbreitung der Strömungsmuster ist auch in große Wassertiefen der meisten Beckenbereiche zu verfolgen. Die Oberflächensedimente des Grönland Beckens besitzen im Vergleich zu anderen Regionen des Europäischen Nordmeeres eine hohe Strömungsbeeinflussung und spiegeln die große Vielfalt an Sedimentationsprozessen wieder (PAETSCH 1991, MICHELS 1994).

5.3 Episodische Sedimentationsereignisse

5.3.1 Vulkanische Aktivität des Seamounts

Der vulkanogene Eintrag ist ein wichtiger Einflußfaktor auf die Sedimentation um Vesterisbanken (vgl. Kernlithologie, Kap. 3.1, 3.7 und 5.5). Die vulkanischen Aschen stammen vom Vesteris Seamount selbst. HÖRMANN & RAASE (in Vorb.) unterscheiden die deutlich SiO_2 -untersättigten Gesteine von Vesterisbanken (Basanite und Trachyandesite) von denen Jan Mayens und schließen auf eine eigenständige Petrologie und eine eigene Magmenquelle von Vesterisbanken (vgl. HAASE & DEVEY in Vorb.). Auch die vulkanischen Aschepartikel zeigen diesen Trend (Abb. 28), weswegen eine Zuordnung zu anderen (jüngeren) Ausbruchszentren der Region (Jan Mayen - 300 km entfernt!) ausgeschlossen werden kann (vgl. HAASE & DEVEY in Vorb.).

Geochemisch sind die basaltischen Aschen von Vesterisbanken durchaus variabel, wie die Analytik der Haupt- und Spurenelementgehalte zeigt (HARTMANN, pers. Mitt., 1994, HAASE et al. in Vorb.). Mit ihren $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ - Verhältnissen bilden sie ein selbständiges Cluster innerhalb der für diese Region typischen Werte (Abb. 29). Gegenüber dem basaltischen Material von Jan Mayen zeigt sich eine SiO_2 -Untersättigung, was auf einen eigenen Magmenherd schließen läßt (vgl. HÖRMANN & RAASE in Vorb.). Die Analysendaten der Vesteris-Gläser (Mikrosonden-Untersuchungen durch M. Hartmann und eigene EDAX-Daten) finden sich im Anhang (A-6).

Die Aschen von Vesterisbanken bestehen zu einem großen Teil aus bimssteinartigen (vgl. Abb. 10-1, 10-2) und massigen (Abb. 10-5) Glaspartikeln. Diese unterscheiden sich vorwiegend durch Häufigkeit und Größe eingeschlossener Blasen (vgl. FISHER & SCHMINCKE 1984, LACKSCHEWITZ 1991). Bei den Vesteris-Aschen dominieren blasige Gläser (Abb. 29), wobei auch blasenfreie, blockige (Abb. 10-3) und splittrig-unregelmäßige Formen (Abb. 10-6)

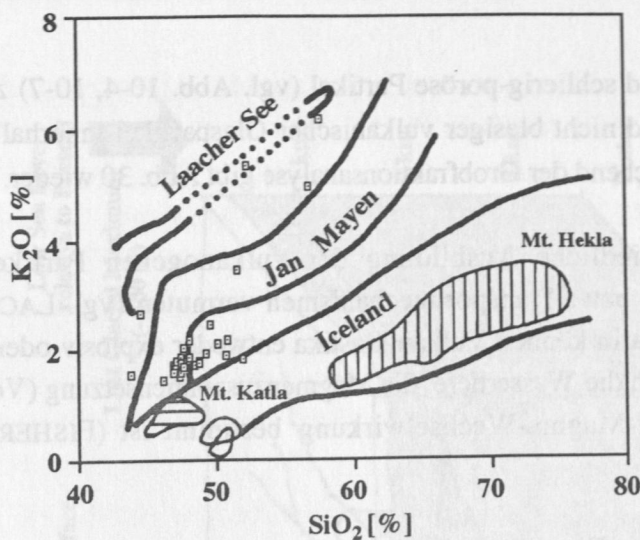


Abb. 29: SiO₂/K₂O-Diagramm verschiedener Tephraablagerungen. Mit (□) sind die Verhältnisse von Vesterisbanken-Aschen eingetragen. Darstellung nach MANGERUD et al. (1984) und DUGMORE (1989) leicht verändert und ergänzt mit eigenen sowie Daten von HARTMANN et al. (in Vorb.).

Fig. 29: SiO₂/K₂O-Diagram of several tephra deposits. Note (□) indicated data of ashes from Vesteris seamount. Figure after MANGERUD et al. (1984) DUGMORE (1989) and verified by own data and those from HARTMANN et al. (in prep.).

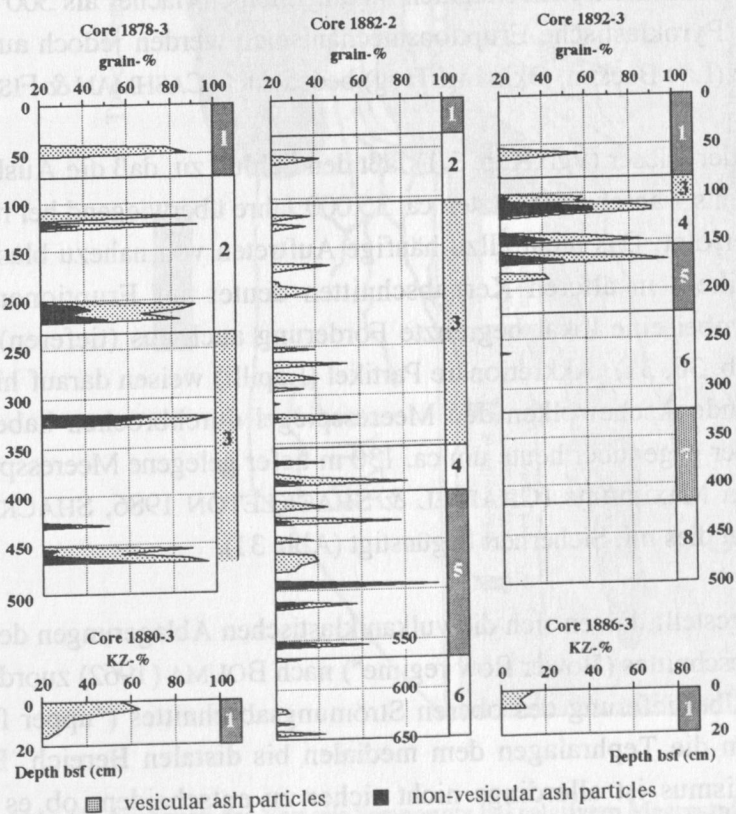


Abb. 30: Verteilung blasiger und nicht blasiger vulkanischer Glaspartikel (125-250 µm) innerhalb der Kastenlotkerne und der GKG 1880-3 und 1886-3 versus Kerntiefe (cm).

Fig. 30: Distribution of vesicular and non-vesicular volcanic glass particles (fraction 125-250µm) of the kastencores and of the boxcorers 1880-3 and 1886-3 versus core depth (cm bsf).

auftreten. Mitunter sind schlierig-poröse Partikel (vgl. Abb. 10-4, 10-7) zu beobachten. Die Verteilung blasiger und nicht blasiger vulkanischer Glaspartikel innerhalb der untersuchten Sedimentkerne entsprechend der Grobfraktionsanalyse gibt Abb. 30 wieder.

Diese recht unterschiedliche Ausbildung der vulkanogenen Partikel läßt differente Eruptionsbedingungen bzw. Transportmechanismen vermuten (vgl. LACKSCHEWITZ 1991, FRANCIS 1993). Submarin können Vulkaniklastika entweder explosiv oder effusiv entstehen, was hauptsächlich durch die Wassertiefe, die Magmenzusammensetzung (Volatilanteil) und die Intensität der Wasser-Magma-Wechselwirkung bestimmt ist (FISHER 1984, FISHER & SCHMINCKE 1984).

Gasreiche subaquatische Eruptionen (explosiv) in oberen Wasserschichten führen meist zu blasenreichen, porösen Laven und Gläsern ("vesicular shards" - z.B. MOORE 1970, MOORE & SCHILLING 1973, LACKSCHEWITZ 1991). Dagegen treten in größeren Wassertiefen überwiegend blockige, blasenarme Partikel auf, da dort der Wasserdruck den Gasdruck des Magmas übersteigt. Diese "kritische" Wassertiefe wird nach FISHER & SCHMINCKE (1984) als Gasfragmentierungsgrenze (VFD - Volatile Fragmentation Depth), mitunter jedoch nach FISHER (1984) auch als Druckkompensationstiefe (PCL - Pressure Compensation Level) bezeichnet. Die VFD-Lage ist wegen der verschiedenen Einflußfaktoren (s.o.) zwar verschieden, jedoch bei basaltischen Magmen im allgemeinen flacher als 500 m Wassertiefe (MCBIRNEY 1963). Pyroklastische Eruptionsmechanismen werden jedoch auch bis in etwa 1.500 m Wassertiefe (Lau Becken, Okinawa Trog) beobachtet (CASHMAN & FISKE 1991).

Die Beschaffenheit der Gläser (vgl. Kap. 3.1) läßt den Schluß zu, daß die Ausbruchstätigkeit des Vesteris Seamounts während der letzten ca. 35.000 Jahre überwiegend bei relativ geringer Wasserbedeckung erfolgt. Das nicht allzu häufige Auftreten von nahezu blasenfreien, teils blockigen Glaspartikeln in älteren Kernabschnitten deutet auf Eruptionen in größeren Wassertiefen hin, wobei eine lokal begrenzte Förderung auch aus (tieferen) Seitenkegeln anzunehmen ist (Abb. 30, 31). Akkretionäre Partikel (Lapilli) weisen darauf hin, daß bei der Eruption entweichende Aschewolken den Meeresspiegel durchbrochen haben (FISHER & SCHMINCKE 1984). Der gegenüber heute um ca. 130 m tiefer gelegene Meeresspiegel während des letzten glazialen Maximums (CHAPPEL & SHACKLETON 1986, SHACKLETON 1987, FAIRBANKS 1989) hat dies mit Sicherheit begünstigt (Abb. 31).

Wie in Kap. 3.1 dargestellt, lassen sich die vulkaniklastischen Ablagerungen der Sequenz des unteren Strömungsabschnittes ("lower flow regime") nach BOUMA (1962) zuordnen. Da keine sedimentologische Überlieferung des oberen Strömungsabschnittes ("upper flow regime") vorliegt, entstammen die Tephralagen dem medialen bis distalen Bereich. Bezüglich des Ablagerungsmechanismus ist allerdings nicht sicher zu entscheiden, ob es sich bei den Vulkaniklastika um (primäre) subaquatische pyroklastische Ströme ("subaqueous pyroclastic flows") handelt oder ob diese zu einem späteren Zeitpunkt als "subaqueous epiclastic mass flows" umgelagert worden sind. Obgleich eine epiklastische Sedimentation nicht

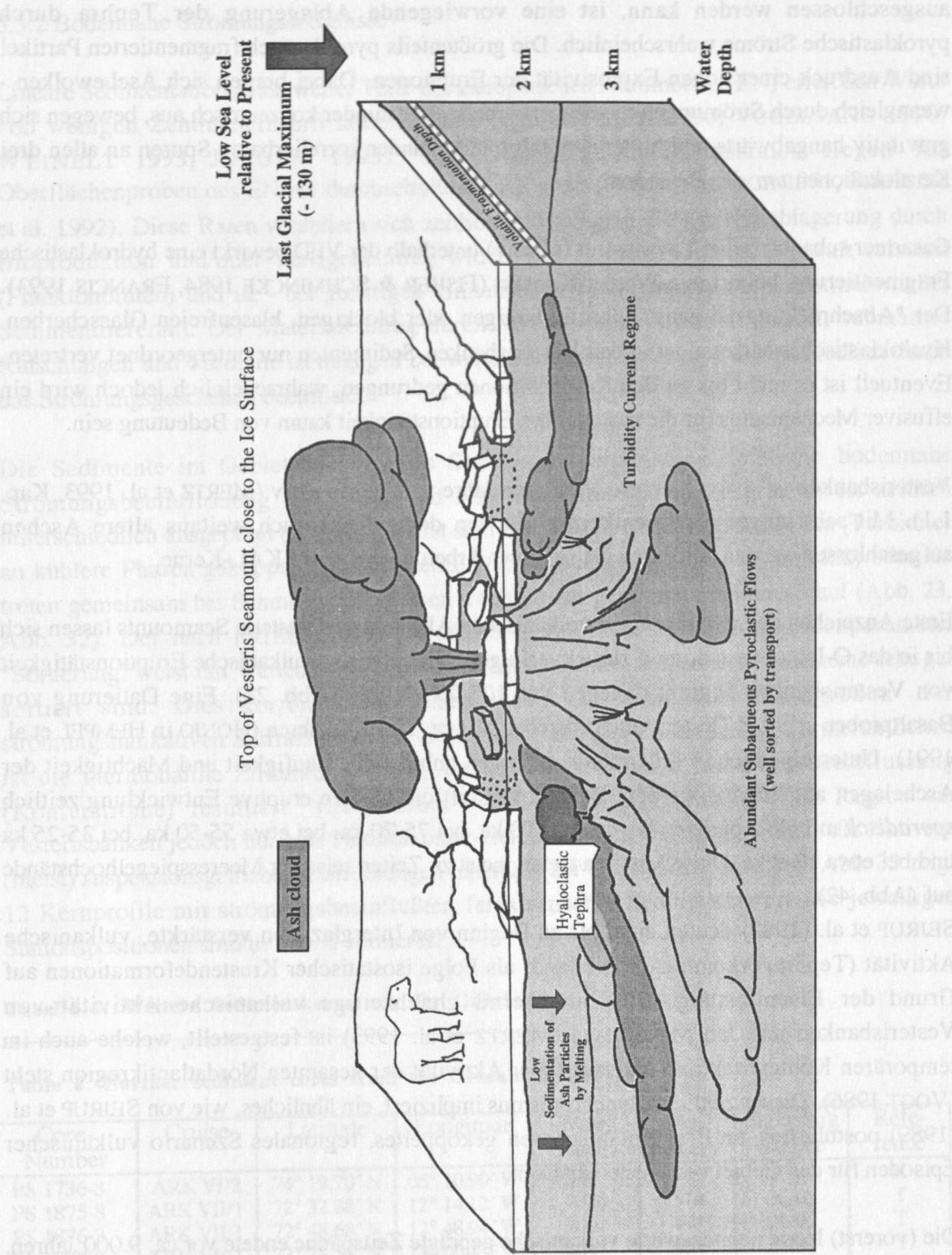


Abb. 31: Ausbruch des Vesteris Seamounts bei relativem Meeresspiegel-Tiefstand.
(Skizze nicht maßstäblich).

Fig. 31: Volcanic eruption of the Vesteris Seamount during relative marine lowstand.
(sketch not in scale).

ausgeschlossen werden kann, ist eine vorwiegende Ablagerung der Tephra durch pyroklastische Ströme wahrscheinlich. Die größtenteils pyroklastisch fragmentierten Partikel sind Ausdruck einer hohen Explosivität der Eruptionen. Dabei breiten sich Aschewolken - wenngleich durch Strömungen modifiziert - mehr oder minder konzentrisch aus, bewegen sich gravitativ hangabwärts und hinterlassen ihre miteinander korrelierbaren Spuren an allen drei Kernlokalisationen *um* den Seamount.

Gasarmer subaquatischer Lavaaustritt (effusiv) unterhalb der VFD bewirkt eine hydroklastische Fragmentierung beim Lava-Wasser-Kontakt (FISHER & SCHMINCKE 1984, FRANCIS 1993). Der "Abschreckungsvorgang" führt zu bogigen oder blockigen, blasenfreien Glasscherben. Hyaloklastisches Material ist in den Vesterisbanken-Sedimenten nur untergeordnet vertreten. Eventuell ist es nicht bis zu den Kernpositionen gedungen, wahrscheinlich jedoch wird ein effusiver Mechanismus für die spätquartäre Eruptionstätigkeit kaum von Bedeutung sein.

Vesterisbanken ist schon mehrere Millionen Jahre vulkanisch aktiv (MERTZ et al. 1993, Kap. 1.1). Mit sehr langen Sedimentkernen dürften demzufolge auch weitaus ältere Aschen aufgeschlossen werden, als durch die in dieser Arbeit untersuchten KAL-Kerne.

Erste Anzeichen der *spätquartären* vulkanischen Aktivität des Vesteris Seamounts lassen sich bis in das O-Isotopenstadium 6 zurückverfolgen. Die *intensive* vulkanische Eruptionstätigkeit von Vesterisbanken beginnt dagegen vor 105.000 Jahren (Abb. 23). Eine Datierung von Basaltproben erbringt Gesteinsalter von ebenfalls ca. 100.000 Jahren (HONJO in HEMPEL et al. 1991). Unterschiedliche Fördermengen können anhand der Häufigkeit und Mächtigkeit der Aschelagen abgeschätzt werden. Danach verläuft die weitere eruptive Entwicklung zeitlich *sporadisch* mit Höhepunkten bei ca. 100-90 ka, bei 75-70 ka, bei etwa 55-50 ka, bei 35-25 ka und bei etwa 12-9 ka. Diese Maxima treten meist zu Zeiten relativer Meeresspiegelhochstände auf (Abb. 42).

SEJRUP et al. (1989) deuten eine, oft zu Beginn von Interglazialen verstärkte, vulkanische Aktivität (Tephrovorkommen von Island) als Folge isostatischer Krustendeformationen auf Grund der Eisentlastung. Eine annähernd gleichzeitige vulkanische Aktivität von Vesterisbanken und Jan Mayen (vgl. MERTZ et al. 1993) ist festgestellt, welche auch im temporären Kontext tektono-magmatischer Aktivität der gesamten Nordatlantikregion steht (VOGT 1986). Dieser zeitliche Synchronismus impliziert, ein ähnliches, wie von SEJRUP et al. (1989) postuliertes, an Erwärmungsphasen gekoppeltes, regionales Szenario vulkanischer Episoden für das Gebiet von Vesterisbanken.

Die (vorerst) letzte nennenswerte vulkanische geprägte Zeitspanne endete vor ca. 9.000 Jahren. Eine Fortsetzung dieser Entwicklung ist jedoch wahrscheinlich. Starke tektonische Beben mit Epizentren in der Region um Vesterisbanken sind in neuerer Zeit dokumentiert (TAMS 1920).

5.3.2 Bodennahe Strömungsereignisse

Lineare Sedimentationsraten weiter Teile des Europäischen Nordmeeres (EN) erreichen Werte von wenigen Zentimetern pro tausend Jahre (vgl. HENRICH 1990, VOGELSANG 1990, WEINELT 1993, JÜNGER 1993). Die Gesamt-Akkumulationsraten liegen für Oberflächenproben des EN bei durchschnittlich $1\text{--}2\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ (PAETSCH 1991, PAETSCH et al. 1992). Diese Raten verändern sich zeitlich und spiegeln die Materialablagerung durch Bioproduktion und/oder Terrigeneintrag wider. Die Primärproduktion verläuft saisonal (Planktonblüten) und ist - bei günstigen klimatischen Bedingungen - ein kontinuierlicher Sedimentlieferant. Der Materialeintrag durch Meereis- und Eisbergtransport, submarine Rutschungen und Turbidite ist dagegen bei weitem seltener und zudem unterschiedlich durch das Strömungsgeschehen beeinflusst.

Die Sedimente im Gebiet des Vesteris Seamounts zeigen eine deutliche bodennahe Strömungsbeeinflussung (Kap. 5.1 und 5.2). Die Intensität des Einflusses ist zeitlich unterschiedlich ausgeprägt (Abb. 31). Meist sind episodische Strömungsereignisse (Turbidite) an kühlere Phasen gekoppelt (Stadiengrenze 8/7, Substadien 6.4, 6.2, 4.2 und 2.2) oder sie treten gemeinsam bei Schmelzwasserpulsen während des gesamten Stadiums 3 auf (Abb. 23, Abb. 32). Der nach FRIEDMAN & SANDERS (1978) ermittelte Korngrößenparameter "Sortierung" weist mit Werten kleiner 2 deutlich Intervalle aus, in denen die Sedimente sehr gut sortiert sind. Dies korreliert im wesentlichen mit geringeren Korngrößen der strömungsindikativen Siltfraktion ($> 10\text{ }\mu\text{m}\text{--}20\text{ }\mu\text{m}$, Abb. 32). Zu klimatisch wärmeren Zeiten ist die thermohaline Zirkulation stabil, woraus eine intensive Strömungsbeeinflussung (Konturströme) resultiert (Substadium 5.5, Abb. 23, 32). Dabei ist die Region um Vesterisbanken jedoch nur *eine* Position unter vielen anderen, welche gleichfalls die Aktivität (meist) suspensionsgetriebener Strömungen innerhalb der Grönlandsee anzeigen. Abb. 33 zeigt 12 Kernprofile mit strömungsbeeinflusster, feinklastischer Sedimentfazies. Die jeweiligen Stationspositionen sind in Tab. 6 vermerkt.

Tabelle 6: Weitere Sedimentkerne aus der Grönlandsee.

Table 6: Further sediment cores from the Greenland Sea.

Core-Number	Cruise	Latitude	Longitude	Water Depth	Recovery	Sampling Device	Reference
PS 1736-3	ARK VI/2	74° 19.70' N	05° 10.90' W	3460	547	KAL	K
PS 1875-8	ARK VII/1	72° 32.88' N	12° 14.12' W	2376	574	KAL	T
PS 1876-3	ARK VII/1	72° 48.68' N	12° 48.94' W	2601	493	KAL	T
PS 1877-3	ARK VII/1	72° 28.56' N	13° 06.47' W	2647	656	KAL	T
PS 1894-9	ARK VII/1	75° 48.18' N	08° 18.01' W	1975	396	KAL	T
PS 1895-12	ARK VII/1	75° 24.80' N	07° 19.70' W	3354	319	KAL	T
PS 1900-6	ARK VII/1	74° 31.70' N	02° 20.27' W	3546	455	SL	T
PS 1901-2	ARK VII/1	75° 56.51' N	03° 44.02' W	3554	640	KAL	T
PS 1905-2	ARK VII/1	76° 55.51' N	03° 22.34' W	1769	478	KAL	T
M 23510-1	M 26/3	73° 27.20' N	13° 25.90' W	2643	699	SL	S

References - **K**: KRAUSE et al. (1991), **S**: SUESS et al. (1994), **T**: THIEDE & HEMPEL (1991)

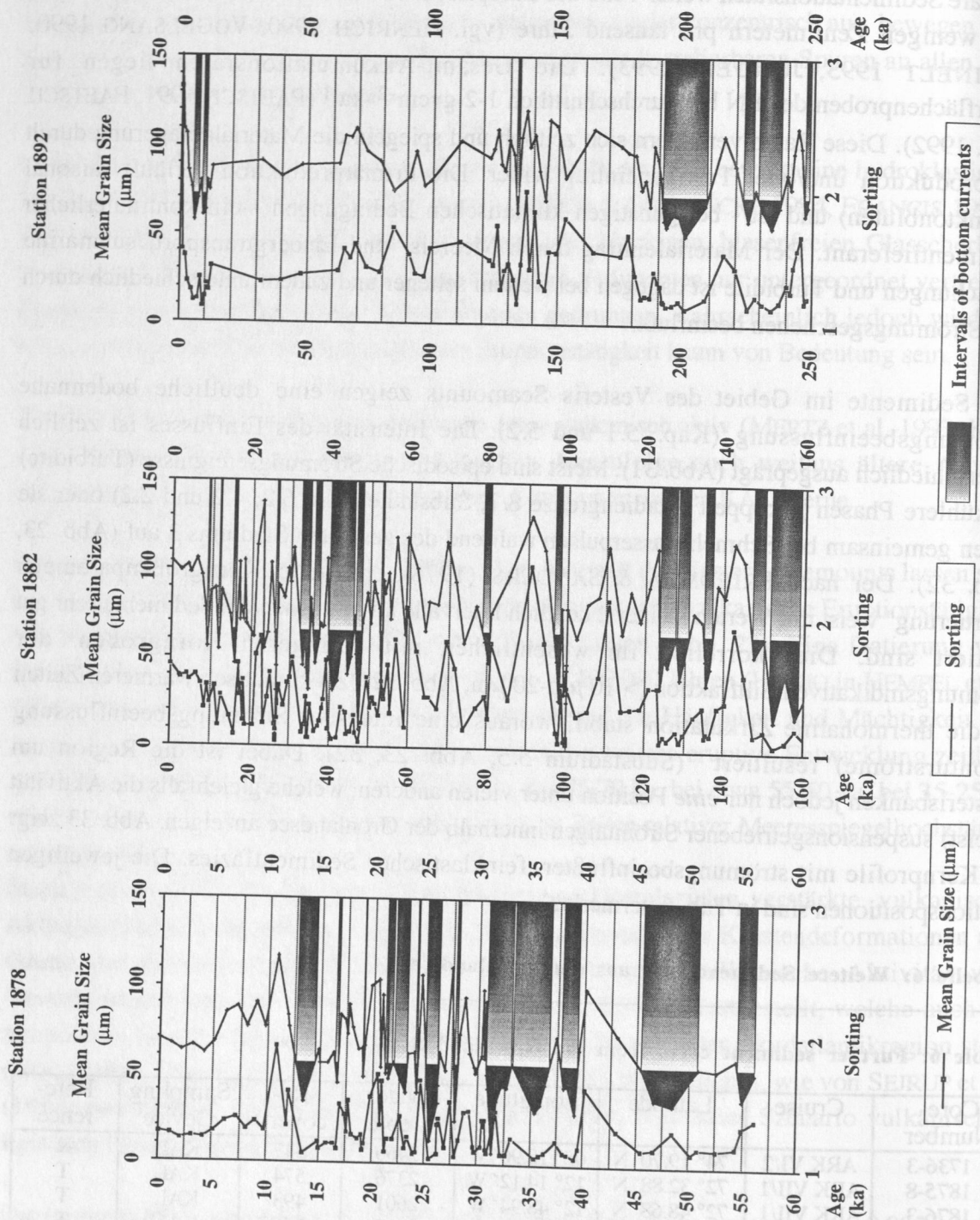


Abb. 32: Die Sortierung als Indikator bodennaher Strömungsbeeinflussung der Sedimente aus der Umgebung vor Vesterisbanken während der letzten 250.000 Jahre.

Fig. 32: Sorting of sediments of the Vesterisbanken area as an indicator of bottom current influence during the past 250,000 years.

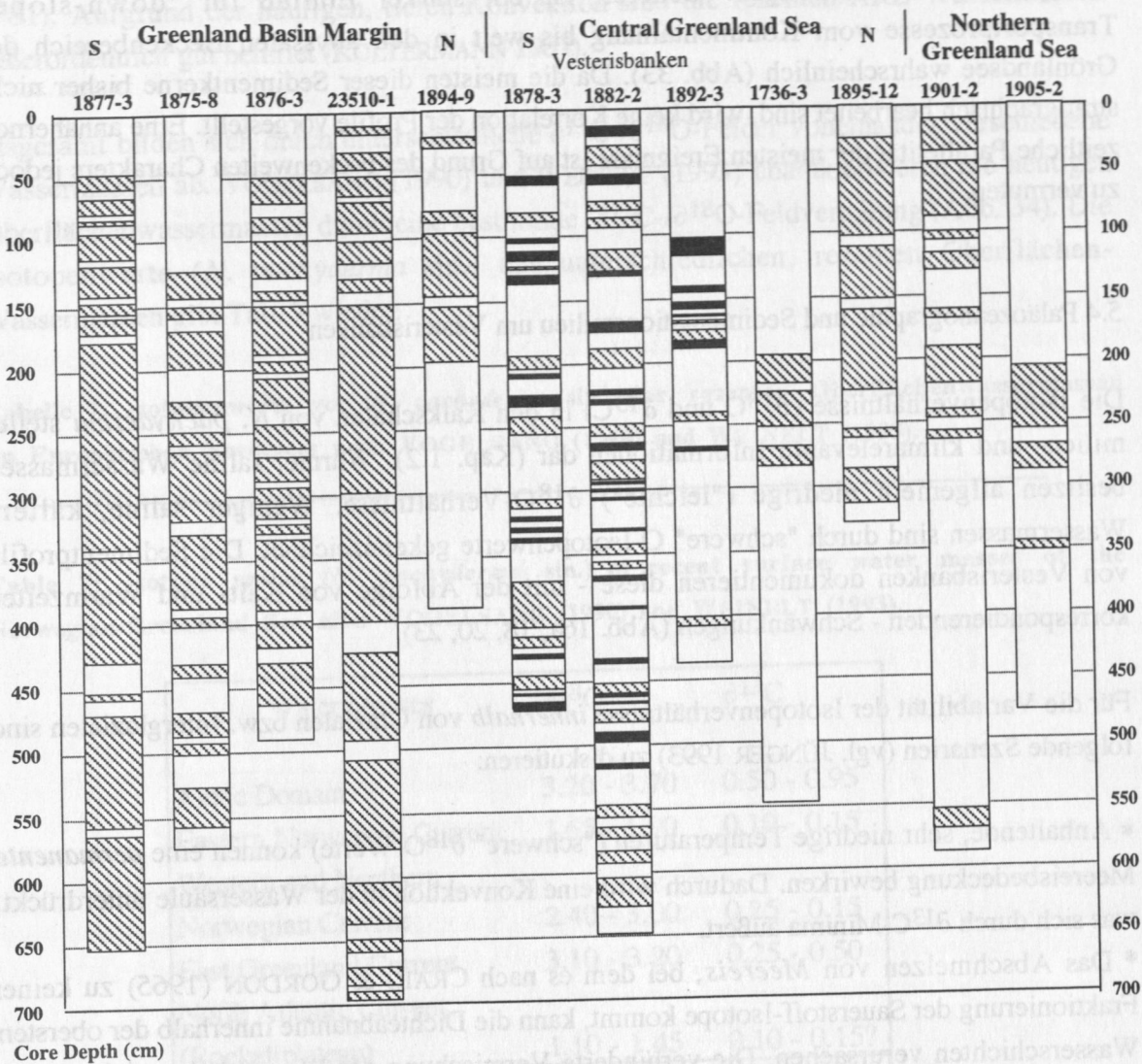
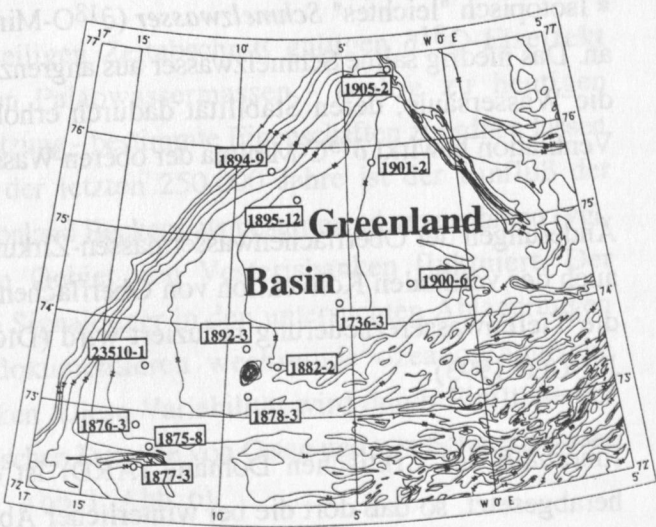


Abb. 33: Lange Kerne aus der Grönlandsee mit strömungsbeeinflusster, feinklastischer Sedimentfazies.

Fig. 33: Occurrence of current-influenced muddy facies of long sediment cores in the Greenland Sea.



Lediglich die Radiographie des Kerns 23510-1 zeigt neben Turbiditen auch Anzeichen subaquatischer Rutschungen. Generell ist ein starker Einfluß für "down-slope" Transportprozesse vom Kontinentallhang bis weit in den abyssalen Beckenbereich der Grönlandsee wahrscheinlich (Abb. 33). Da die meisten dieser Sedimentkerne bisher nicht stratigraphisch bearbeitet sind, wird keine Korrelation der Profile vorgestellt. Eine annähernde zeitliche Parallelität der meisten Ereignisse ist auf Grund des beckenweiten Charakters jedoch zu vermuten.

5.4 Paläozeanographie und Sedimentationsmilieu um Vesterisbanken

Die Isotopenverhältnisse ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$) in den Kalkschalen von *N. pachyderma* stellen milieu- und klimarelevante Informationen dar (Kap. 1.2). Warme, saline Wassermassen besitzen allgemein niedrige ("leichte") $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse. Weniger saline, kältere Wassermassen sind durch "schwere" O-Isotopenwerte gekennzeichnet. Die Sedimentprofile von Vesterisbanken dokumentieren diese - mit der Abfolge von Kalt- und Warmzeiten korrespondierenden - Schwankungen (Abb. 16a, 18, 20, 23).

Für die Variabilität der Isotopenverhältnisse *innerhalb* von Glazialen bzw. Interglazialen sind folgende Szenarien (vgl. JÜNGER 1993) zu diskutieren:

- * Anhaltende, sehr niedrige Temperaturen ("schwere" $\delta^{18}\text{O}$ -Werte) können eine *permanente* Meereisbedeckung bewirken. Dadurch wird eine Konvektion in der Wassersäule unterdrückt, was sich durch $\delta^{13}\text{C}$ -Minima äußert.
- * Das Abschmelzen von *Meereis*, bei dem es nach CRAIG & GORDON (1965) zu keiner Fraktionierung der Sauerstoff-Isotope kommt, kann die Dichteabnahme innerhalb der obersten Wasserschichten verursachen. Die verhinderte Vermischung der Wassersäule zeichnet sich dabei ebenso mit $\delta^{13}\text{C}$ -Minima ab.
- * Isotopisch "leichtes" *Schmelzwasser* ($\delta^{18}\text{O}$ -Minima) deutet eine scheinbar hohe Temperatur an. Das niedrig saline Schmelzwasser aus angrenzenden vergletscherten Regionen überschichtet die Wassersäule, deren Stabilität dadurch erhöht wird. Die daraus resultierende schlechte Ventilation bewirkt $\delta^{13}\text{C}$ -Minima der oberen Wasserschichten.

Änderungen der Oberflächenwassermassen-Zirkulation können zu einer drastischen Reduktion auch der vertikalen Konvektion von Oberflächen- und Tiefenwassermassen führen, wodurch die Tiefenwassererneuerung reduziert wird (DICKSON et al. 1988, SCHLOSSER et al. 1991, JÜNGER 1993).

Innerhalb der Arktischen Domäne (ARD) ist die Stabilität in der oberen Wassersäule herabgesetzt, so daß dort die bei winterlicher Abkühlung und Meereisbildung entstehenden,

relativ dichteren Wassermassen bis zum Tiefseeboden absinken können (SWIFT & AAGARD 1981). Aufgrund der häufigen, tiefen Konvektion sind die rezenten ARD-Wassermassen außerordentlich gut belüftet (KOLTERMANN 1987).

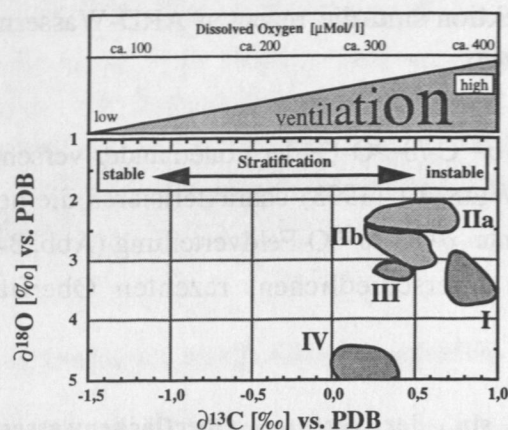
Insgesamt bilden sich durch unterschiedliche $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Felder voneinander verschiedene Wassermassen ab. VOGELANG (1990) und WEINELT (1993) charakterisieren die heutigen Oberflächenwassermassen durch eine bestimmte $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Feldverteilung (Abb. 34). Die Isotopenwerte (*N. pachyderma* sin.) aus unterschiedlichen, rezenten Oberflächen-Wassermassen gibt Tab. 7 wieder.

Tabelle 7: Isotopenwerte von *N. pachyderma* sin. der rezenten Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer nach VOGELANG (1990) und WEINELT (1993).

Table 7: Isotope ratios (*N. pachyderma* sin.) of recent surface water masses of the Norwegian-Greenland Sea after VOGELANG (1990) and WEINELT (1993).

Water Masses	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Arctic Domain	3.20 - 3.70	0.50 - 0.95
Eastern Norwegian Current	1.65 - 1.90	0.10 - 0.15
Western and Northern Norwegian Current	2.40 - 3.00	0.25 - 0.15
East Greenland Current	3.10 - 3.20	0.25 - 0.50
North Atlantic Current (Rockallplateau)	1.10 - 1.45	0.10 - 0.15?

Unter Berücksichtigung des für einen jeweiligen Zeitabschnitt gültigen $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffekt (LABEYRIE et al. 1987) sollten sich den Paläowassermassen - analog zu heutigen Unterschieden der isotopischen Zusammensetzung - bestimmte Eigenschaften zuordnen lassen (Abb. 34). Für den Zeitraum mindestens der letzten 250.000 Jahre ist der Einfluß der Arktischen Domäne für zentrale Teile des Grönland Beckens als bestimmend anzunehmen (vgl. JÜNGER 1993), wobei dieser speziell im Gebiet von Vesterisbanken fluktuiert. Der Sedimenteintrag insgesamt sowie geeignete Signalträger in den untersuchten Ablagerungen (Isotopen, Karbonat- und TOC-Gehalt) dokumentieren wechselnde ozeanographische Verhältnisse im Seegebiet um Vesterisbanken. Diese Variabilität wird durch Einflüsse der Polaren Domäne von Westen und der Atlantischen Domäne von Osten und von Schmelzwasser auf das Untersuchungsgebiet begründet (vgl. Abb. 1, Abb. 6).



Classification of the recent surface water masses of the Greenland-Iceland-Norwegian Seas by clustering stable isotope ratios (*N. pachyderma* sin.).

- I: Arctic Domain
- IIa: Eastern Norwegian Current (NC)
- IIb: Western and northern NC
- III: East Greenland Current
- IV: Glacial Ocean (not corrected for the ice effect)

Correlation between C-isotope ratios and dissolved oxygen after SHACKLETON (1987).

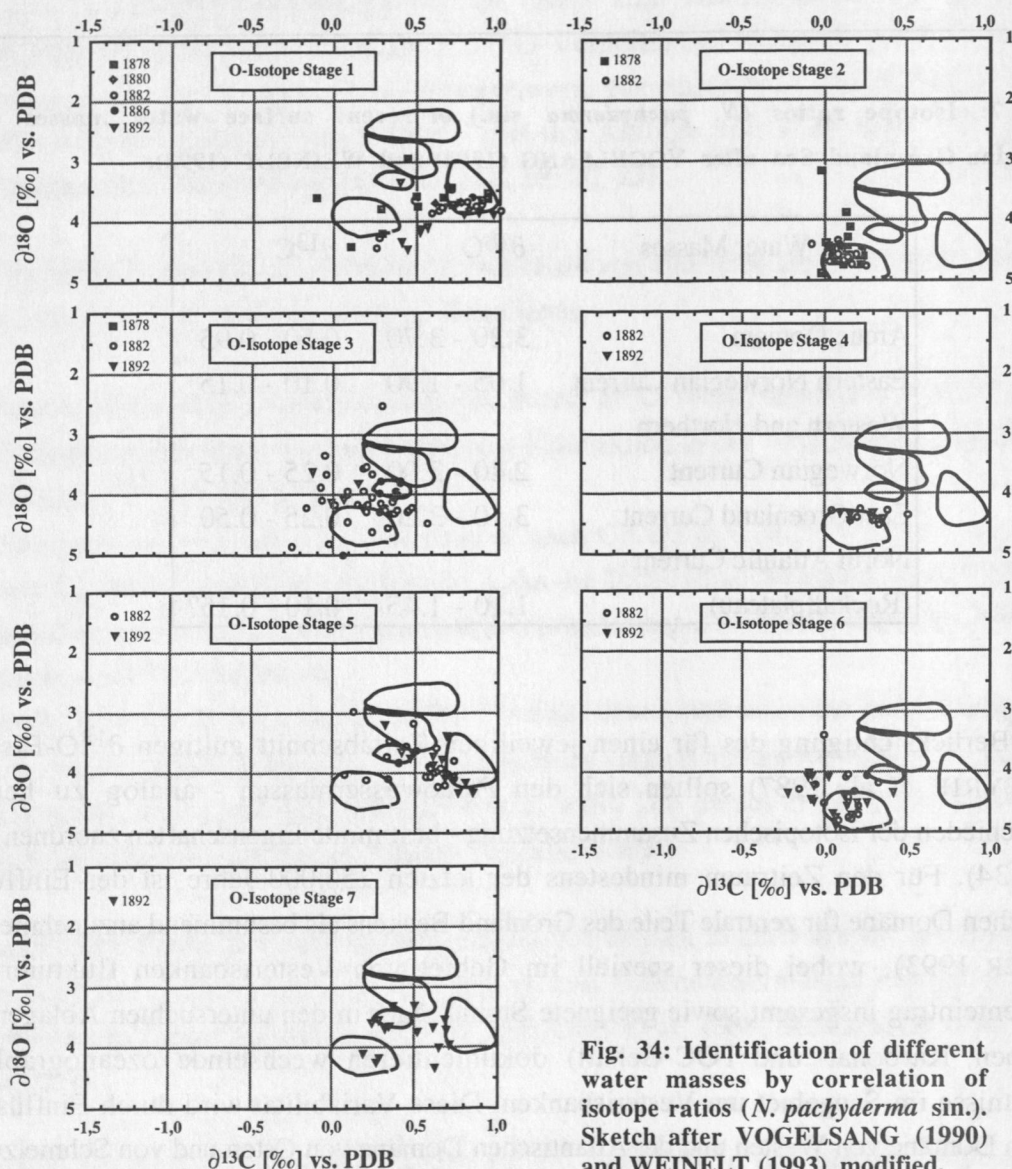


Fig. 34: Identification of different water masses by correlation of isotope ratios (*N. pachyderma* sin.). Sketch after VOGELSANG (1990) and WEINELT (1993), modified.

Abb. 34: Abbild verschiedener Wassermassen durch die Korrelation von Isotopenverhältnissen (*N. pachyderma* sin.). Modifizierte Abbildung nach VOGELSANG (1990) und WEINELT (1993).

5.4.1 Spätes Isotopenstadium 8 (früher als 244 ka)

Das gesamte Europäische Nordmeer war während der Stadien 10 und teilweise 9 eisbedeckt. Es erfolgt ein *gleichbleibend* hoher Terrigeneintrag. Planktische und benthische Organismen fehlen in den Sedimenten hochglazialer Zeit fast völlig (BEYER 1989, HENRICH et al. 1989, BAUMANN 1990, BIRGISDOTTIR 1991, STRUCK 1992, BAUCH 1993, JÜNGER 1993).

Während dem Isotopenstadium 8 unterliegt der Terrigeneintrag deutlichen *Schwankungen*, die Karbonatgehalte sind älteren Zeitabschnitten gegenüber erhöht. Das Einsetzen biogener Komponenten innerhalb der Grobfraction der Sedimente ist für wärmere, nur saisonal eisbedeckte Oberflächenwasser bezeichnend. Der bis dato ausschließlich polare Einfluß wird abgeschwächt (vgl. JÜNGER 1993). Die Sedimentationsraten im Gebiet von Vesterisbanken erreichen 5 cm/ky (Abb. 22). Deutliche Akkumulation von terrigenem Material und eine zeitgleich verringerte Primärproduktion (Abb. 35) zeugen jedoch für erneut glazial geprägte Bedingungen dieser Region gegen Ende von Stadium 8. HENRICH (1992) und JÜNGER (1993) postulieren auf Grund während der Stadiengrenze 8/7 abgelagerter Schreibkreidefragmente ein nordwärts gerichtetes Driftsystem im östlichen Europäischen Nordmeer und eine Rezirkulation (Return Atlantic Current) südlich der Framstraße, wodurch Eismassen des östlichen Europäischen Nordmeer in die Grönlandsee transportiert wurden.

5.4.2 Isotopenstadium 7 (ca. 244 - 190 ka)

Der Sedimentationsraum um Vesterisbanken ist im Stadium 7 größtenteils durch eine sehr geringe Karbonatproduktion (AR CaCO_3 , Abb. 35) gekennzeichnet. Die Sauerstoff-Isotopenverhältnisse (Abb. 16a, Abb. 23) weisen zwar moderate, jedoch insgesamt recht kühle Klimakonditionen aus. Insgesamt ist ein fluktuierender, dennoch eher schwacher Einfluß atlantischer Wassermassen bis an das Ende von Stadium 7 in dieser Region, wie auch im gesamten Europäischen Nordmeer, festzustellen (vgl. BAUCH 1993). Polare Wassermassen beeinflussen die Grönlandsee bis weit nach Osten (vgl. JÜNGER 1993). Niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse ab dem Substadium 7.4 deuten eine relative Stabilität der Wasserschichtung, d.h. eine Reduktion der Tiefenkonvektion an. Während des gesamten Stadiums sind geringe Raten der Tiefenwassererneuerung für die Grönlandsee typisch (JÜNGER 1993). Die Paläowassermassen entsprechen in ihrer isotopischen Zusammensetzung sowohl polarem Wasser als auch etwas salineren, atlantischen Wassermassen (Abb. 34). Die Sedimentationsraten variieren von ca. 1-2 cm/ky (Abb. 22), erreichen Minimalwerte mit Einsetzen des Substadiums 7.2 und steigen deutlich während 7.1 sowie zur Stadiengrenze 7/6 hin an (nahezu 8 cm/ky). Ursache dafür sind Eisberge, die von sich allmählich aufbauenden Gletschern kalben und beim allmählichen Schmelzen ihre Sedimentfracht freisetzen (HENRICH

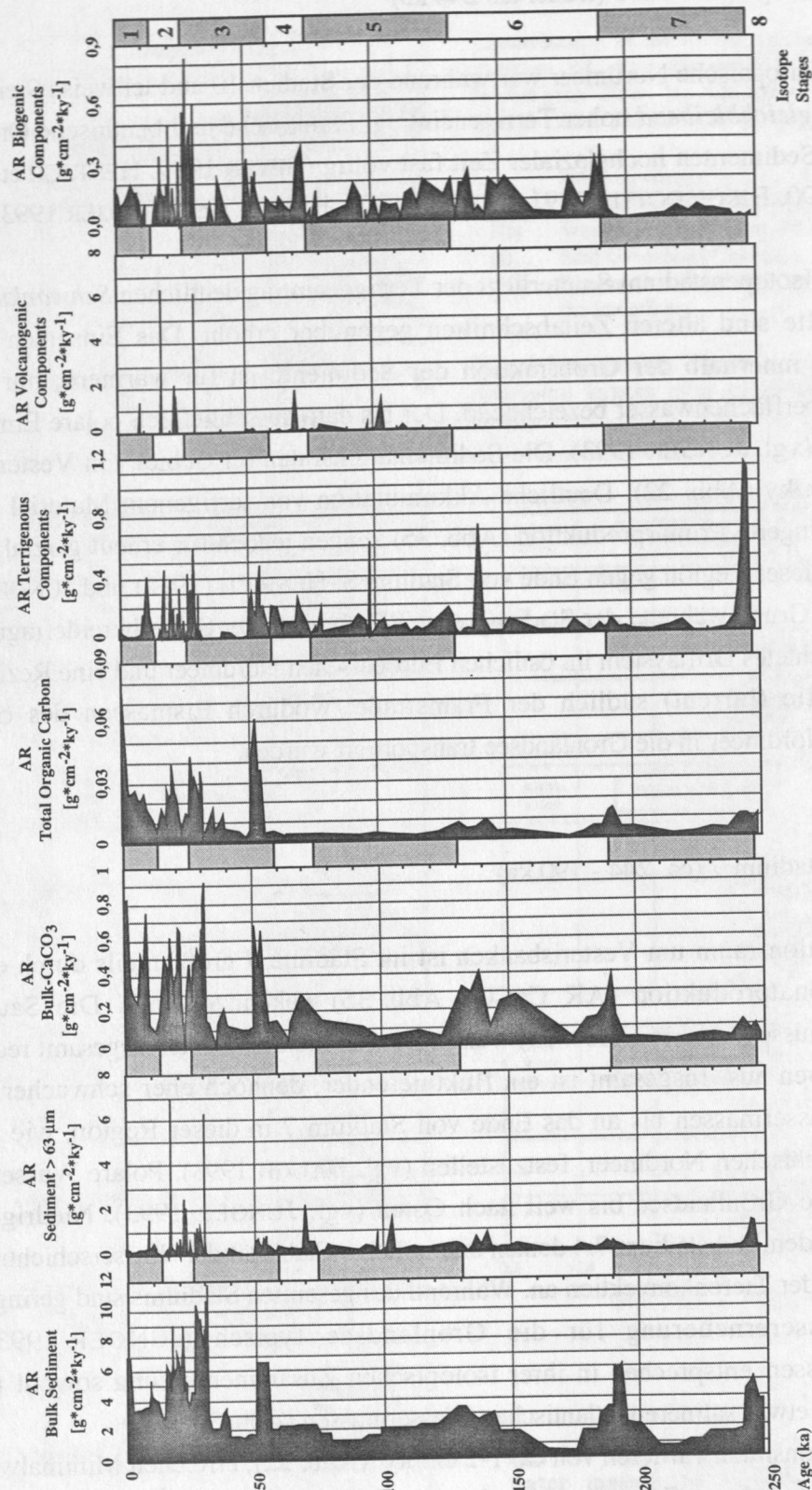


Abb. 35: Akkumulationsraten (AR) des Gesamtsediments, der Grobfraction, des Gesamtkarbonat- und TOC-Gehaltes, sowie der Terrigen-, Vulkanogen- und Biogenanteile der Region um Vesterisbanken während der letzten 250.000 Jahre.

Fig. 35: Accumulation rates (AR) of bulk sediment, the coarse fraction, the bulk carbonate- and TOC-content, and AR of the terrigenous, volcanogenic and biogenic components of the Vesterisbanken region during the past 250,000 years.

1988). Gegen Ende des Stadiums 7 ist auch um den Vesteris Seamount eine erhöhte Karbonatproduktion feststellbar (Abb. 35), was mit Beobachtungen von JÜNGER (1993) für die zentrale Grönlandsee und von BAUCH (1993) für andere Gebiete des Europäischen Nordmeeres übereinstimmt.

5.4.3 Isotopenstadium 6 (ca. 190 - 130 ka)

Schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte zeugen von einer vorangeschrittenen, merklichen Abkühlung der Wassermassen mit Einsetzen des Substadiums 6.6 (Abb. 23). Dennoch sind relativ hohe Karbonat-Akkumulationsraten, die stark an das Auftreten von *N. pachyderma* gekoppelt sind und mit schwankenden, teils nur geringen Terrigeneinträgen alternieren (Abb. 35), Indizien für zeitweise offene Wasserflächen im Gebiet von Vesterisbanken. Mit Beginn sowie am Ende von Isotopenstadium 6 sind leicht erhöhte Sedimentationsraten um 4 cm/ky zu verzeichnen, in mittleren Zeitabschnitten liegen diese bei ca. 0,5 cm/ky (Abb. 22).

Auch die Foraminiferenverteilung während der Substadien 6.5 und 6.3 weist einen schwachen Einfluß wärmerer Wassermassen in der Norwegisch-Grönländischen See aus (BAUCH 1993). Dies korreliert mit Daten von JÜNGER (1993) und schließt eine permanente Eisbedeckung für das gesamte Stadium 6 aus, vielmehr sind saisonal eisfreie Wasserflächen in lokalem Maßstab vorhanden.

Generell ist der Terrigeneintrag in der Umgebung des Vesteris Seamounts während dieses Glazials sehr niedrig (Abb. 35). Dies wird durch die hohe Stabilität ausgedehnter Eisschilde von Grönland (FUNDER et al. 1991) und Spitzbergen (MILLER et al. 1987) erklärbar. Auch der IRD-Flux im Arktischen Ozean belegt eine weitaus größere Vergletscherung als im späteren Weichsel-Glazial während der Isotopenstadien 4-2 (KUBISCH 1992). Die Verteilung der $\delta^{13}\text{C}$ -/ $\delta^{18}\text{O}$ -Wertepaare streut um polar geprägte Paläowassermassen (Abb. 34).

5.4.4 Isotopenstadium 5 (ca. 130 - 74 ka)

Während sich zu Beginn von Stadium 5 im Arktischen Ozean sehr intensive Abschmelzvorgänge durch ein IRD-Maximum bemerkbar machen (KUBISCH 1992), kommt es im Bereich um Vesterisbanken bereits vor der Stadiengrenze 6/5 zu deutlich erhöhten Akkumulationsraten verschiedener Komponenten (Abb. 35). Im Gegensatz zu Zentralpositionen der Grönlandsee (JÜNGER 1993) sind diese Sedimentationsereignisse jedoch nicht allein terrigen-kontrolliert, sondern überwiegend biogen gesteuert. Filtrierende Epifauna (*C. wuellerstorfi*) dominiert lange Abschnitte von Stadium 5 (Abb. 36). Da sie als Indikator für Bodenströme gilt (STRUCK 1992), zeigen die relativ hohen Akkumulationsraten gut durchlüftete Wassermassen infolge ausgeprägter thermohaliner Zirkulation an.

Dennoch sind die Karbonatwerte (AR) weitaus niedriger als im Holozän und werden selbst

denen des vorherigen Stadiums 6 übertroffen. Als Ursache dafür ist einerseits eine - die rezente Ausdehnung überschreitende - weit nach Osten ausgedehnte Eisdecke des Ostgrönlandstromes anzunehmen, wie er für die Substadien 5d und 5b auch von SPIELHAGEN (1991) vermutet wird. Andererseits ist terrigene Verdünnung (Laminite) der Karbonatwerte um Vesterisbanken während dieses Zeitabschnittes vorherrschend (Abb. 17b). Es dominieren Wassermassen, welche rezenten Oberflächenwassermassen der Arktischen Domäne, des Ostgrönlandstromes und vereinzelt atlantischem Oberflächenwasser entsprechen (Abb. 34).

5.4.5 Isotopenstadium 4 (ca. 74 - 59 ka)

Ab dem Beginn dieses Stadiums deuten die "schweren" Sauerstoff-Isotopenverhältnisse der Vesterisbanken-Sedimente auf ein drastisches Absinken der Oberflächenwasser-Temperaturen hin. Auch JÜNGER (1993) beschreibt eine Temperaturabnahme innerhalb der Oberflächen- und der Tiefenwasser für die zentrale Grönlandsee während dieses Zeitraumes. Erhöhte

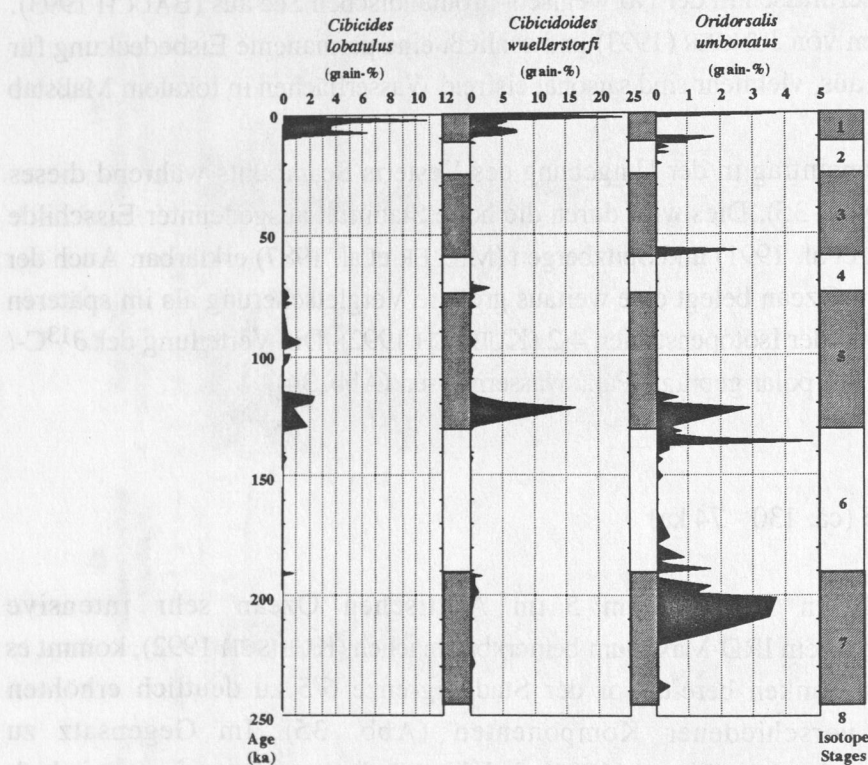


Abb. 36: Vorkommen von *C. lobatulus*, *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* in den Sedimenten von Vesterisbanken (Standardprofil) während der letzten 250.000 Jahre.

Fig. 36: Occurrence of *C. lobatulus*, *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* in the sediments of Vesterisbanken area (standard profile) during the past 250,000 years.

Akkumulationsraten der Gesamtsedimentation sind für den Bereich um Vesterisbanken typisch (Abb. 35). Wie schon zu Beginn von Stadium 6 verursacht der Aufbau von Eisschilden intensive Gletscherkalbung mit verstärktem IRD-Eintrag (Korngrößenzunahme, vgl. Abb 13b,c und AR_{Terrigen}-Anstieg, Abb. 35). Jedoch kam die Primärproduktion im Gebiet um Vesterisbanken keinesfalls zum Erliegen. Eine saisonal offene Eisdecke ist zu vermuten. Die Paläowassermassen liegen mit ihren $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Wertepaaren im Grenzbereich zu rezenten polaren Oberflächen-Wassermassen (Abb. 34). Dies würde ein lokales Phänomen darstellen, da JÜNGER (1993) für den größten Teil des Stadiums 4 eine permanente Eisbedeckung annimmt. Die verminderten $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse während des Stadienübergangs 4/3 künden von einem erneut einsetzenden Einfluß wärmerer Oberflächenwassermassen auch im Gebiet um Vesterisbanken (Abb. 34).

5.4.6 Isotopenstadium 3 (ca. 59 - 24 ka)

Einer von KELLOGG (1977, 1980), KELLOGG et al. (1978) und BELANGER (1982) postulierten permanenten Eisbedeckung des gesamten Europäischen Nordmeeres während dieses Stadiums ist bereits durch mehrere Arbeiten widersprochen worden. Periodisch offene Wasserflächen (Coccolithen-Blüten) gelten nach GARD (1986, 1987), GARD & BACKMAN (1990) und BAUMANN (1990) als erwiesen. Selbst im Bereich der Framstraße sind periodisch offene Wasserflächen (IRD-Signal) vorhanden (SPIELHAGEN 1991). Mit einer merklichen, nur während extremer Kaltphasen aussetzenden Primärproduktion fügt sich das Gebiet um Vesterisbanken in das revidierte paläozanographische Bild jener Zeit ein, das von starken Fluktuationen der Eisbedeckung gekennzeichnet ist.

Das Meeresspiegelniveau lag in dieser Zeit 30-60 m unter dem heutigen (CHAPPELL & SHACKLETON 1986, SHACKLETON 1987). Durch den teilweisen Abbau des Grönländischen Eisschildes zu verschiedenen Phasen des Isotopenstadiums 3 (JOHNSEN et al. 1992) kommt es beim Abschmelzen zum Eintrag niedrig saliner Wassermassen. Dies äußert sich in einer breit gestreuten Belegung der $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Felder mit vielen isotopisch leichten "Ausreißern" (Abb. 34). Diese Schmelzwasserbildung hat eine reduzierte Oberflächenzirkulation während des gesamten Stadiums zur Folge, wie sie für die Grönlandsee von JÜNGER (1993) und für die Islandsee von KÖHLER (1992) beschrieben wird. Dennoch kommt es in der zentralen Grönlandsee zur Konvektion bis in intermediäre, teilweise sogar tiefere Wasserschichten (JÜNGER 1993). Auch die moderaten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der Vesterisbanken-Sedimente deuten darauf hin und sind Anzeiger für Konvektion in der Grönlandsee während Stadium 3.

Eine kurzzeitige Erwärmung während der Stadiengrenze 4/3 führt zum markanten Schmelzwasserereignis 3.3.3; dieses ist in den untersuchten Ablagerungen durch ein ausgeprägtes $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum überliefert (Abb. 20, 23). Ein "kurz" darauf folgendes weiteres Schmelzwasser-Ereignis (3.3.1) korreliert mit hohen Akkumulationsraten der meisten Parameter im Substadium 3.3 (Abb. 35). Für dieses Substadium kann eine nahezu das gesamte Europäische Nordmeer bedeckende Schmelzwasserschicht angenommen werden, da sowohl

das östliche Nordpolarmeer und die Framstraße (KÖHLER 1992) als auch weite Bereiche der Norwegensee (VOGELSANG 1990, WEINELT 1993), der Islandsee (BIRGISDOTTIR 1991) und die zentrale Grönlandsee (JÜNGER 1993) von Schmelzwassereinträgen beeinflusst sind.

Diese paläozeanographischen Verhältnisse begünstigen die Dominanz terrigen geprägter Sedimentation, die sich in erhöhten Akkumulationsraten des Gesamtsediments ausdrückt (Abb. 35). Charakteristisch sind variierende hohe TOC-Gehalte in den Sedimenten von Vesterisbanken. Sie beruhen vorwiegend auf feinklastischen, terrigenen Schüttungsereignissen (distale Turbidite), die entlang des ostgrönländischen Kontinentalhanges induziert werden.

Jüngere ausgeprägte Schmelzwasser-Ereignisse sind im Substadium 3.1 für das Gebiet um Vesterisbanken dokumentiert und können den von WEINELT (1993) für die Norwegisch-Grönländische See postulierten Ereignissen 3.1d, 3.1c, 3.1b(II und I) sowie 3.1a zugeordnet werden. Sie verursachen erneut relativ hohe Sedimentations- und Akkumulationsraten (Abb. 22, 35).

Die Schmelzwasserbildung erfolgt innerhalb von Erwärmungsphasen während der Substadien 3.3 und 3.1. Diese sind durch geringe Anzeichen von *C. wuellerstorfi* und das häufige Auftreten von IRD gekennzeichnet.

Gegen Ende von Stadium 3 kommt es kurzzeitig zu vulkanischen Eruptionen des Seamountkomplexes. Unabhängig davon erreichen die Sedimentationsraten (Abb. 22) um Vesterisbanken hohe und höchste (Station 1878) Werte und sind damit den beckenzentralen Stationen 1736 bzw. 1900 (JÜNGER 1993) recht ähnlich.

5.4.7 Isotopenstadium 2 (ca. 24 - 14, 9 ka)

Im Gebiet um den Vesteris Seamount erfolgt während des gesamten Stadiums 2 eine sowohl terrigen als auch biogen gesteuerte Sedimentation mit bemerkenswert hohen Sedimentations- und Akkumulationsraten (Abb. 22, 35). Einerseits setzt sich der schon während Stadium 3 verlaufende Terrigeneintrag durch turbiditische und konturitische Strömungen fort, andererseits kann die erhöhte terrigene Sedimentation durch bis dahin nicht in der Arktis abgeschmolzenen Eisbergen verursacht sein (MARKUSSEN et al. 1986). Nach JÜNGER (1993) wird die westliche Grönlandsee erst ab dem Substadium 2.2 von wärmeren Oberflächenwassermassen erfaßt. Die festgestellten hohen Akkumulationsraten biogener Komponenten (fast ausschließlich *N. pachyderma*) im Bereich von Vesterisbanken bestärken einerseits die Vermutung einer nur saisonalen Eisbedeckung (JÜNGER 1993) in der Grönlandsee. Andererseits ist ein zeitigerer Einfluß atlantischer Wassermassen schon seit Stadiumbeginn in diesem Seegebiet zu diskutieren, zumal hohe Foraminiferenanteile im Kern 21535-8 (78°44'N, 01°52'E, Wassertiefe 2557 m) selbst für den Bereich der Framstraße (SPIELHAGEN 1991) zeitgleich saisonal offene hydrographische Verhältnisse anzeigen.

Während der Zeit des letzten glazialen Maximums liegt das Meeresspiegelniveau 120-130 m unter dem heutigen (CHAPPELL & SHACKLETON 1986, SHACKLETON 1987, FAIRBANKS

1989). Die Vereisung von Grönland reicht im Zeitraum 20 bis 16 ka außer für den nordostgrönländischen Raum bis an die Schelfkante (ANDERSEN 1981). Die isotopische Zusammensetzung ($\delta^{13}\text{C}$ -/ $\delta^{18}\text{O}$ -Wertepaare) läßt auf schlecht belüftete Paläowassermassen polaren Ursprungs schließen (Abb. 34).

Wahrscheinlich sind beim anschließenden Gletscherzerfall vom Schelf abfließende Trübestrome weit beckenwärts verteilt worden und haben erneut bis in das zentrale Grönland Becken verfolgbare turbiditische Ablagerungen verursacht. Dabei erfolgt lokal entlang submariner Canyons, welche vom Grönländischen Kontinentalhang ausgehen, tiefreichende Erosion, von der auch Areale nordwestlich von Vesterisbanken (vgl. Kap. 5.2, Station 1892) erfaßt werden.

5.4.8 Termination I und Isotopenstadium 1 (seit ca. 14,9 ka)

Die rapide Veränderung der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse von *N. pachyderma* sin. an der Stadiengrenze 2/1 belegt eine rasche Erwärmung der im Gebiet von Vesterisbanken zirkulierenden Oberflächen-Wassermassen, wie sie auch für andere Gebiete der Grönlandsee von JÜNGER (1993) dokumentiert ist.

Dabei ist die Hauptabschmelzphase der Eisberge erst einige Zeit nach der durch den Anstieg der Isotopenwerte gekennzeichneten klimatischen Zäsur durch den zeitlichen "Shift" zum Terrignalsignal (vgl. SPIELHAGEN 1991) festzustellen (Abb. 18, 35).

Seit ca. 9.000 Jahren (Ende der Termination I) wird die Dominanz terrigener Sedimentation (bis dahin hohe AR, Abb. 35) durch überwiegend biogen bestimmte Ablagerung (mehr als 60 KZ-% Biogenanteil, Abb. 15b, 15c) abgelöst, wobei eine drastisch zunehmende Artenvielfalt planktischer und benthischer Organismen im Sediment überliefert ist (vgl. Kap. 3.5). Die Primärproduktion (u.a. Smear-Slide-Daten, Abb. 15b und 15d) erreicht ein während des betrachteten Zeitraumes von ca. 250.000 Jahren bis dato nicht erreichtes postglaziales Maximum in der Grönlandsee (vgl. JÜNGER 1993).

Für das Europäische Nordmeer wird ein verstärkter Einstrom atlantischer Wassermassen seit ca. 12-10 ka angesetzt (KELLOGG 1977, 1980, JANSEN & BJØRKLUND 1985, JANSEN & ERLÉNKEUSER 1985, JANSEN & BJØRKLUND 1987). MATTHIESSEN (1991) postuliert anhand der Verbreitung von Dinoflagellaten-Zysten einen Einfluß von nordatlantischem Wasser bereits seit 15 ka. Nach seinen Untersuchungen verstärkt sich dieser seit 13-12 ka, das rezente Zirkulationssystem etabliert sich im Europäischen Nordmeer seit 10 ka. Nach einer Vielzahl anderer Arbeiten setzt sich eine stabile, dem heutigen Muster entsprechende Zirkulation erst 9 ka BP durch, wobei das holozäne Klimaoptimum um 6 ka BP erreicht wird (BAUMANN & MATTHIESSEN 1992, KOÇ KARPUSZ & JANSEN 1992, KÖHLER 1992, SARNTHEIN et al. 1992, BAUCH 1993, WILLIAMS 1993). Die $\delta^{13}\text{C}$ -/ $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenverhältnisse sind das Abbild der sich rezent einstellenden Oberflächen-Wassermassen, die größtenteils der arktischen Domäne entstammen und zum Teil von polaren Wassermassen beeinflusst sind (Abb. 34). Seit ca. 6 ka verringert sich der Einfluß atlantischer Wassermassen in der Grönlandsee

dies mit einem Rückgang des Karbonatgehaltes zur Sedimentoberfläche hin. Die benthische Foraminifere *C. wuellerstorfi* erreicht in den Oberflächensedimenten von Vesterisbanken ihre Maximalwerte (Abb. 15b, 15d) und ist als Suspensionsfiltrierer Indikator für erhöhte Bodenströmungen (ALTENBACH 1992, STRUCK 1992). Nach diesem Kriterium sowie schweren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (*O. umbonatus*) in benthischen Organismen sind rezent auch die höchsten Austauschraten bei der Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee feststellbar (JÜNGER 1993).

5.5 Relative Eigenständigkeit des Sedimentationsraumes um Vesterisbanken - Indizien und Belege

Der aus dem abyssalen Grönland Becken rezent bis in ca. 130 m Wassertiefe aufragende submarine Gebirgskomplex Vesterisbanken ist ein isolierter Intraplattenvulkan. Gegenüber der ansonsten flachwelligen Ozeanbodentopographie ist er innerhalb der Grönlandsee ein Unikum. Durch Meeresspiegelschwankungen, welche den Gipfelbereich des Seamounts wiederholt in den unmittelbaren Einfluß der Wasseroberfläche brachten, war die Paläobathymetrie zeitweise sehr verändert. Demzufolge sollten Indizien dafür vorhanden sein, daß eine gewisse eigenständige Sedimentation gegenüber anderen Positionen im Grönland Becken zumindest zu bestimmten Zeiten existiert.

- Im Gebiet von Vesterisbanken ist mit einer reliefbedingten Erhöhung der Intensität von Bodenströmungen (vgl. HOGG 1973, JOHNSON 1982) zu rechnen. An Oberflächenproben abyssaler Positionen um Vesterisbanken rekonstruierte MICHELS (1994) Strömungsgeschwindigkeiten im Bereich von 12-24 cm/s. Diese sind zwar nicht so hoch wie beispielsweise am grönländischen Kontinentalhang (größer 25 cm/s, MICHELS 1994), gegenüber beckenzentralen Werten ist die Strömungsintensität dennoch deutlich erhöht. Kleinskalige, wahrscheinlich mit Konturströmungen assoziierte Sedimentwellengebiete südlich und südwestlich von Vesterisbanken sind auf diese Region beschränkt (THIEDE & HEMPEL 1991, MIENERT et al. 1993, MICHELS 1994).

- Ein Einfluß des Vesteris Seamounts auf die Hydrodynamik in seiner Umgebung ist anzunehmen (vgl. TAYLOR 1923, HOGG 1973, ROBERTS et al. 1974, HUPPERT 1975). Wenn bodennahe Stromlinien auf Isobathen treffen, sind vertikale Ausgleichsbewegungen die Folge. Das Vorhandensein einer zeitweiligen, lokalen antizyklonalen "upwelling"-Spirale ("Taylor"-Säule) kann angenommen, muß jedoch durch in situ (Strömungs-)Messungen nachgewiesen werden. Indirekt darauf hinweisende Beobachtungen stellen CTD-Profile (domartig aufgewölbte Isothermen) über dem Topbereich von Vesterisbanken dar (HENRICH et al. 1992). Unabhängig davon zeigen Eiskarten der letzten Jahrzehnte einen nahezu permanenten lobenartigen Vorsprung der Eiskante ("Isodden", RUMOHR, pers. Mitt., 1993). Dieser wird durch den Jan Mayen Strom, der eisbedeckte Wassermassen meist bis in das Seegebiet von



Abb. 37: Eisbedeckung der Grönlandsee in der Sommersituation 1988. Lokal eisfreie Verhältnisse über dem Vesteris Seamount (umkreist) treten wiederholt in dieser Region auf (Bildquelle: Archiv Seewetteramt Hamburg, von J. RUMOHR zur Verfügung gestellt).

Fig. 37: Ice situation of the Greenland Sea during Arctic Summer in 1988. Local ice-free conditions are common features of the area (white circle) of the Vesteris Seamount (Source: Archiv Seewetteramt Hamburg, provided by J. RUMOHR).

Vesterisbanken verfrachtet, bewirkt. Eine stärkere, thermohalin getriebene Zirkulation der Oberflächenwassermassen führt dann zur Ausbildung einer "Taylor"-Säule. Dabei wird wärmeres atlantisches Wasser advektiert, wobei es zu lokalem Abschmelzen von Meereis bzw. Eisbergen kommt und kurzfristige - auf Eiskarten dokumentierte - eisfreie Flächen um Vesterisbanken verursacht werden (Abb. 37). Eine "Taylor"-Säule ist nicht permanent ausgebildet. Allgemein wird eine ca. 20-30 Tage andauernde Existenz beobachtet. Infolge plötzlich instabiler Verhältnisse (Strömungsabriß) bricht das kleinskalige Zirkulationsmuster zusammen, baut sich jedoch etwas später allmählich wieder auf.

- Eine topographisch bedingte asymmetrische Sedimentverteilung ist anzunehmen (vgl. RUMOHR 1992, JENSEN et al. 1992). Ursprünglich südwärts gerichtete, *tiefe*, relativ dichte Wassermassen werden - bathymetrische Konturen nachzeichnend - am Schwellengebiet nördlich der Jan Mayen Bruchzone ("Dorothy's Nose") umgelenkt und strömen dadurch an der Südflanke des Jan Mayen Stromes den Vesteris Seamount von Südwesten her an. Die Wechselwirkung dieser langfristigen "laminaren" Strömungsmuster mit der dadurch periodisch induzierten Strömungskomponente durch die "Taylor"-Säule bewirkt lokale Unterschiede der Strömungsintensität. Die Stromlinien scharen sich in nördlicher Umgebung (Einfluß der Corioliskraft) enger um das Hindernis, während die dadurch bewirkte "Taylor"-Komponente auf südöstlicher und südlicher Seite zur Verringerung der Strömungsintensität führt (Abb. 38, vgl. ROBERTS et al. 1974). An südlichen Positionen (Station 1878) sind demzufolge zeitgleich größere Mächtigkeiten als an beckenzentraleren Positionen (Station 1882) sedimentiert (vgl. Airgun-Profile, Abb. 7 und Parasound-Aufzeichnungen, Abb. 8). Die an verschiedenen Kernpositionen mit unterschiedlich verlaufenden Trends erfolgende Sedimentation wird durch die Zusammensetzung holozäner Ablagerungen (Gewichtsanteil der Feinfraktion $< 63 \mu\text{m}$) deutlich (Abb. 38). Die Sedimentmächtigkeit im Bereich der südlichen Ebene ist deutlich größer als an den anderen Kernpositionen. Die Sedimentation, speziell der feinen Korngrößenfraktionen, nimmt von Nordwest (Station 1892) über Nordost (Station 1882) nach Süden (Station 1878) zu. Ältere Abschnitte der Sedimentabfolge - besonders glaziale Ablagerungen - sind nahezu gleich mächtig. Das gesamte Stadium 5 ist wiederum im Sedimentkern der Position 1882 besser aufgelöst (z. B. Isotopensignal, Abb. 16a) als an der oftmals strömungsexponierten Kernposition 1892. Dies erklärt sich erneut durch eine thermohalin getriebene Ausbildung von "Taylor"-Säulen während wärmerer Klimaphasen.

Die Ausbildung der komplexen Strömungsmuster des "Taylor-upwelling" sowie dessen Auswirkungen auf die ozeanische Zirkulation und die thermohaline Struktur der Wassersäule stellen - trotz bisheriger Kenntnisse - dennoch theoretisch unzureichend bekannte und noch kaum erforschte Phänomene dar (RODEN 1987).

- Die ozeanographischen und klimatischen Bedingungen des arktischen Vesteris Seamounts äußern sich in einer spezifischen, tiefenzonierten benthischen Besiedlung dieses Gebietes (HENRICH et al. 1992). Die artenreiche (Foraminiferen, Bryozoen, Spongien, Serpuliden, Crinoiden, Bivalven, Polychaeten), jedoch isolierte Besiedlung weicht von der wesentlich

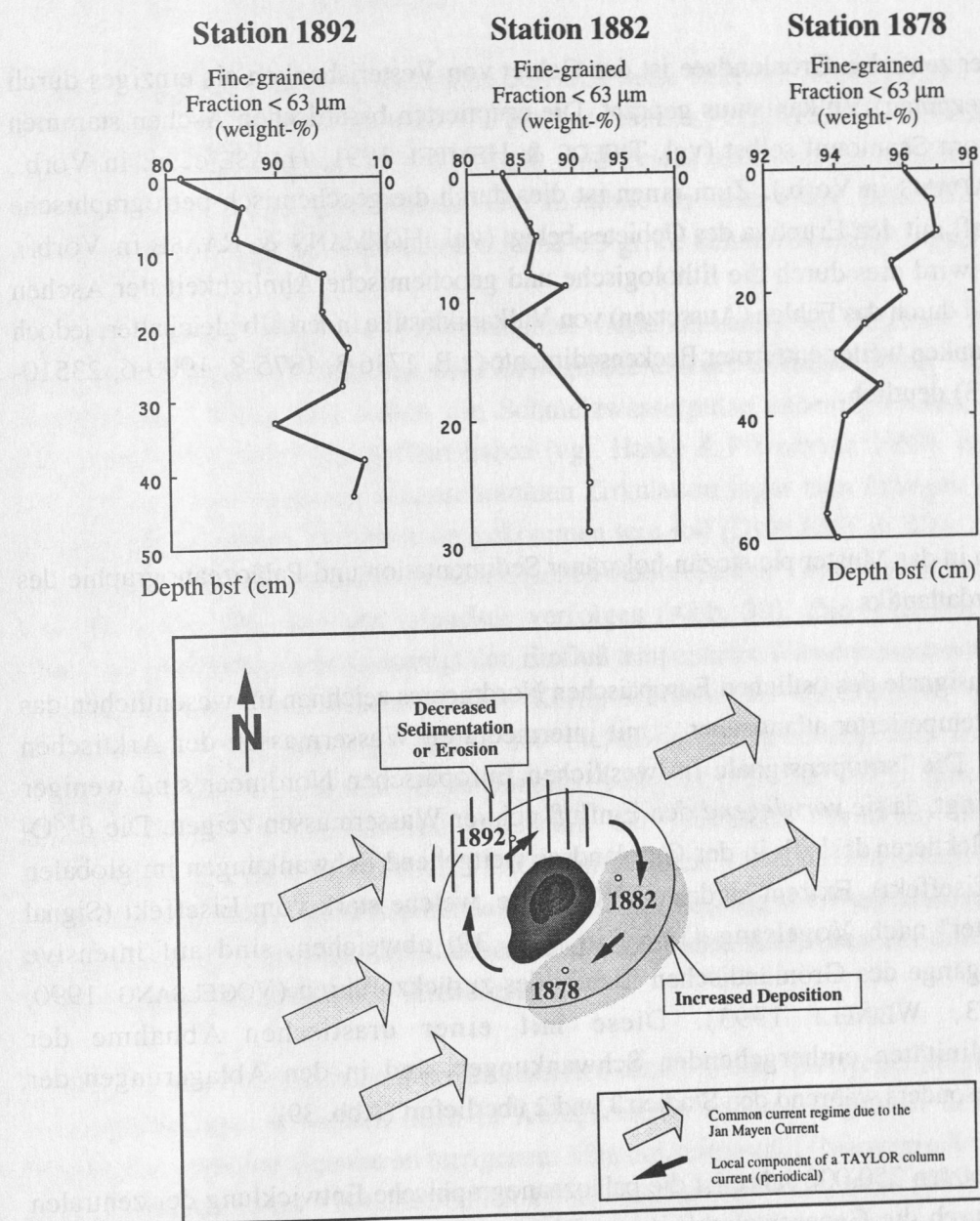


Abb. 38: Ausbildung einer "Taylor"-Säule um den Vesteris Seamount und Trends einer ungleichmäßigen Sedimentverteilung während des Holozäns (schematisch nach ROBERTS et al. 1974).

Fig. 38: Development of a thermohaline induced "Taylor" column around the Vesteris Seamount and indications of an different Holocene sediment distribution (sketch after ROBERTS et al. 1974).

artenärmen Fazies (lediglich Foraminiferen und Spongien) der Tiefseeebene ab. Auf Grund der Existenz zahlreicher Arten in großen Wassertiefen ist eine intensive benthisch-pelagische Kopplung ist für dieses Gebiet anzunehmen (vgl. GRAF 1989b, HENRICH et al. 1992). Die Anreicherung mariner Biota als ein für Seamounts typisches Phänomen ist auch in Arbeiten von BOEHLERT & GENIN (1987) beschrieben.

- Innerhalb der zentralen Grönlandsee ist das Gebiet von Vesterisbanken als einziges durch aktiven (subrezentem) Vulkanismus geprägt. Die eruptierten basaltischen Aschen stammen zweifelsfrei vom Seamount selbst (vgl. THIEDE & HEMPEL 1991, HAASE et al. in Vorb., WALLRABE-ADAMS in Vorb.). Zum einen ist dies durch die geochemisch-petrographische Verwandtschaft mit den Eruptiva des Gebietes belegt (vgl. HÖRMANN & RAASE in Vorb.). Zum anderen wird dies durch die lithologische und geochemische Ähnlichkeit der Aschen zueinander und durch das Fehlen (Aussetzen) von Vulkaniklastika innerhalb gleichalter, jedoch von Vesterisbanken weiter entfernter Beckensedimente (z.B. 1736-3, 1875-8, 1900-6, 23510-1, vgl. Abb. 33) deutlich.

5.6 Integration in das Muster pleistozän-holozäner Sedimentation und Paläozeanographie des nördlichen Nordatlantiks

Die O-Isotopensignale des östlichen Europäischen Nordmeeres zeichnen im wesentlichen das Wechselspiel temperierter atlantischer mit intermediären Wassermassen der Arktischen Domäne nach. Die Isotopensignale im westlichen Europäischen Nordmeer sind weniger temperaturbedingt, da sie *vorwiegend* den Einfluß polarer Wassermassen zeigen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen reflektieren deshalb in der Grönlandsee weitgehend Schwankungen im globalen Eisvolumen (Eiseffekt). Extrem niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, welche stark vom Eiseffekt (Signal "Mean Seawater" nach Vogelsang (1990) in Abb. 39) abweichen, sind auf intensive Abschmelzvorgänge des Grönländischen Eisschildes zurückzuführen (VOGELSANG 1990, JÜNGER 1993, WEINELT 1993). Diese mit einer drastischen Abnahme der Oberflächensalinitäten einhergehenden Schwankungen sind in den Ablagerungen der Grönlandsee besonders während den Stadien 3 und 2 überliefert (Abb. 39).

Innerhalb der letzten 250.000 Jahre ist die paläozeanographische Entwicklung der zentralen Grönlandsee durch die Gegensätzlichkeit von Wassermassen der polaren und der (durch atlantische Wassermassen beeinflussten) arktischen Domäne sowie der daraus resultierenden Oberflächenwasser-Zirkulationsmuster (zyklonaler Grönlandseewirbel) geprägt.

Generell sind die Karbonatgehalte in Sedimenten der Grönlandsee niedrig (Abb. 17a, 17b, 35), was den *überwiegenden* Enfluß von polaren Wassermassen dokumentiert (vgl. JÜNGER 1993). Ein fast durchgängig überliefertes IRD-Signal selbst in den Sedimenten während moderaten Klimaphasen (7.5, 7.3 und 7.1) zeugt vom andauernden Abschmelzen von

Eisbergfracht und verdeutlicht damit die relative Nähe (und somit den klimatischen Kontrast) zur polaren Domäne innerhalb der Grönlandsee. Bei phasenweiser, starker Eisbedeckung der Grönlandsee in Substadium 7.4 wird auch in der Norwegensee eine abgeschwächte Zirkulation, welche durch niedrige Karbonatwerte in dortigen Sedimenten überliefert ist (HENRICH et al. 1989), beobachtet.

Während Stadium 6 (außer Substadium 6.5) sind weite Teile der Norwegischen See permanent meereisbedeckt, die Isotopenwerte (*N. pachyderma* sin.) zeigen einen deutlichen Versatz zu "schweren" Werten (Abb. 39). Dagegen sind Zeiten andauernder Eisbedeckung in der Grönlandsee und Islandsee kürzer. Der instabile Grönländische Eisschild liefert diesen Seegebieten während der Substadien 6.5 und 6.3 große Schmelzwassermengen.

Mit Beginn der Termination II überschichtet wiederum isotopisch "leichtes" Schmelzwasser weite Bereiche der Grönlandsee, der Norwegensee und der Islandsee (Abb. 39). Im gesamten Europäischen Nordmeer sollen die Schmelzwasserpulse enorm gewesen sein und zum Aussetzen der Konvektion geführt haben (vgl. Haake & Pflaumann 1989), weswegen es im Nordatlantik auf Grund der eingeschränkten Zirkulation sogar zum *Erliegen* der Produktion von nordatlantischem Tiefenwasser gekommen sein soll (DUPLESSY & SHACKLETON 1985). Isotopisch "leichte", atlantische Oberflächenwassermassen lassen sich besonders in der Norwegischen See und der Islandsee verfolgen (Abb. 39). Die intensive thermohaline Oberflächenzirkulation beschleunigt den Einfluß temperierter Wassermassen auf das Gebiet um Vesterisbanken. Die beckenzentralen Kernpositionen der Grönlandsee weisen ab dem Substadium 5.51 sehr hohe Raten der Tiefenwassererneuerung auf, was durch hohe benthische $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse (*O. umbonatus*) belegt ist (JÜNGER 1993). Einen sehr geringen Einfluß polarer Wassermassen innerhalb der Islandsee vermuten BEYER (1989), BIRGISDOTTIR (1991) und BAUCH (1993). Im weiteren Verlauf von Stadium 5 kommt es im Gegensatz zur relativ gleichbleibenden atlantischen Prägung der Wassermassen der östlichen Regionen in der zentralen Grönlandsee zu alternierenden Einflüssen der durch die arktische Front voneinander getrennten Wassermassen.

Neben den um Vesterisbanken dokumentierten relativ hohen Terrigeneinträgen während des Isotopenstadiums 4 werden auch in Ablagerungen anderer Regionen des Europäischen Nordmeeres erhöhte Gehalte an terrigenem Material festgestellt (Norwegische See - HENRICH et al. 1989, Islandsee - BIRGISDOTTIR 1991, Grönlandsee - HAMICH 1991, JÜNGER 1993, Framstraße - SPIELHAGEN 1991, HEBBELN 1992). Der deutliche Isotopen-"Shift" (um bis zu 0,25 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) in Substadium 4.2 deutet auf kontrastierende ozeanographische Bedingungen innerhalb der zentralen Gebiete der Grönlandsee (Kernposition 1900, 1736) und Vesterisbanken hin (Abb. 39).

Ein reduziertes Artenspektrum (als planktische Vertreter ist nur *N. pachyderma* feststellbar) zeugt von eingeschränkten palökologischen Bedingungen und ist ebenso im gesamten Europäischen Nordmeer während des Stadiums 3 überliefert (vgl. KELLOGG 1976, 1977,

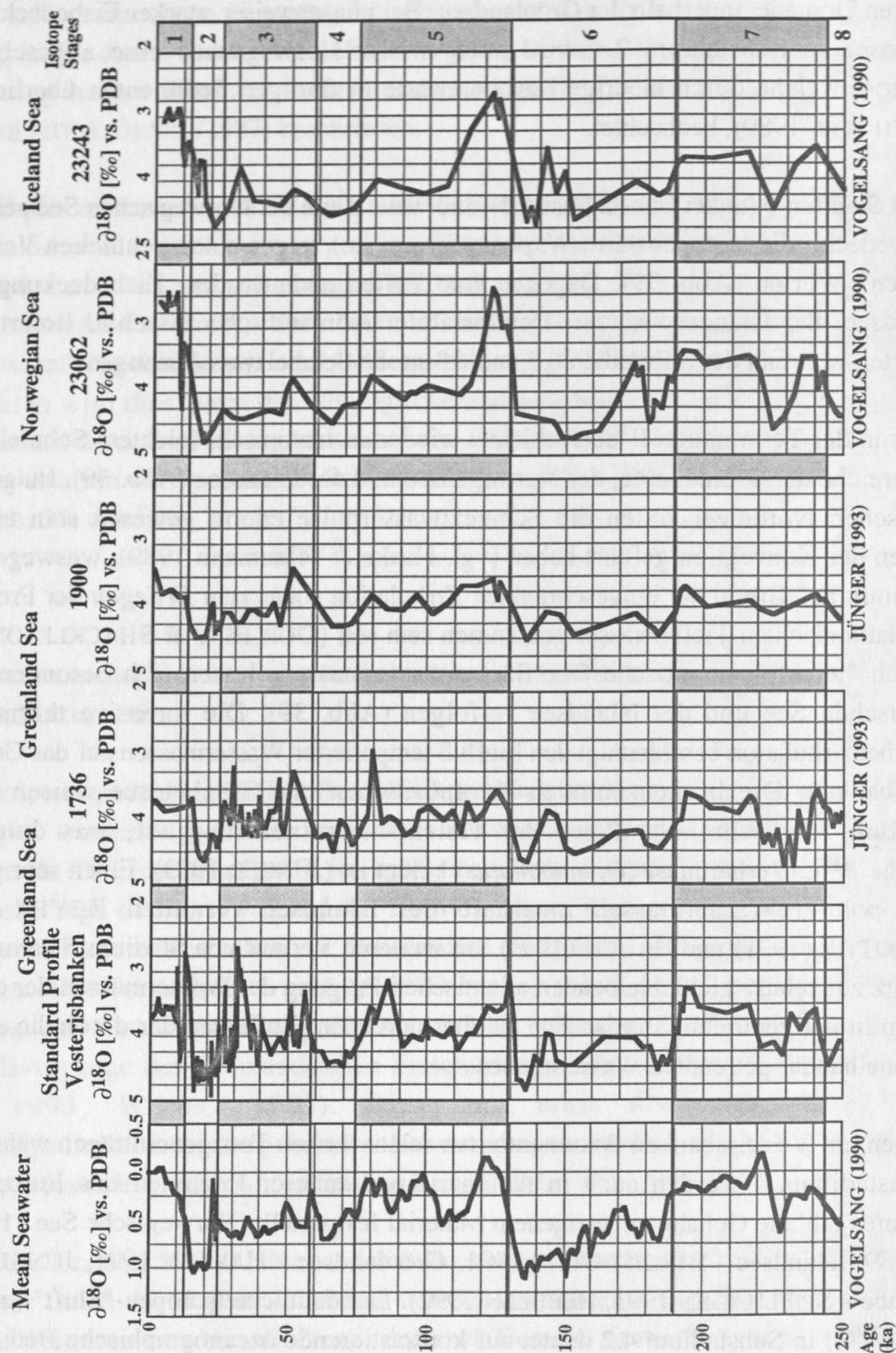


Abb. 39: Sauerstoff-Isotopensignale der Vesterisbanken-Sedimente im Vergleich zu Isotopendaten (*N. pachyderma* sin.) weiterer Kerne aus dem Europäischen Nordmeer. Mittlere Sauerstoff-Isotopenverhältnisse von Meerwasser relativ zu heute in der Norwegisch-grönländischen See nach VOGELSANG (1990).

Fig. 39: Oxygen isotope records of Vesterisbanken sediments in comparison to isotope records (*N. pachyderma* sin.) of cores from the Norwegian-Greenland Sea. Mean oxygen isotope ratios of seawater (ice-effect) in the NGS related to Present after VOGELSANG (1990).

1980, BAUCH 1993). Auch die Benthos-Fauna ist verarmt (Abb. 15b, 15d), lediglich *O. umbonatus* ist zu Beginn von Stadium 3 nennenswert vertreten (Abb. 36). Insgesamt ist das Stadium 3 mit seinen häufigen, starken Schmelzwasserpulsen und dem steten Wechsel eisfreier Wasseroberflächen mit nahezu vollständiger Eisbedeckung ein äußerst variabler, klimatisch sensibler Zeitraum. Die große (scheinbar chaotische) Veränderlichkeit der Sedimente läßt beim statistischen Vergleich lithologischer (Korngröße, Karbonat, Kohlenstoff, Sedimentationsrate) mit faunistischen Parametern keine signifikante Korrelation zu (STRUCK 1992, Abb. 23).

Der drastische Anstieg der Karbonatgehalte (Entfaltung der biogenen Produktion) mit Beginn des Termination I ist in Sedimenten des gesamten Europäischen Nordmeeres feststellbar (vgl. BLAUME 1992, HENRICH et al. 1989, KOÇ KARPUZ 1989). Das Abschmelzen der kontinentalen Eisschilde resultiert wie schon zu früheren Zeiten in Schmelzwassereinträgen. Wie auch im Bereich der Norwegensee (BLAUME 1992) stoßen Trübestrome in große Tiefen der zentralen Grönlandsee vor (Abb. 33).

Die zeitliche Entwicklung der nach Norden progressiven Ausbreitung des Nordatlantik- und Norwegen-Stromes während der Deglaziation wird von NEES (1993) durch die Verschiebung von Maxima der Akkumulationsraten benthischer Foraminiferen beschrieben (Zeittransgressivität). Vielfach verhindern jedoch eine zu geringe Auflösung von Sedimentkernen und Unterschiede bei deren stratigraphischer Einstufung die Erfassung zeitlich tatsächlich *gestaffelte* Ereignisse.

5.7 Klimasignale mariner und kontinentaler Bereiche

Globale klimatische Umschwünge verursachen den Aufbau und Zerfall von quartären Eisschilden und sind für die als "Eiszeitalter" bezeichnete Zeitspanne markante Ereignisse. Sie hinterlassen dabei sowohl in marinen als auch in terrestrischen Sedimenten typische Signale. Allerdings sind die Ablagerungen im kontinentalen Milieu auf Grund der (peri)glazialen Überprägung einschließlich glazigener Erosion lateral und zeitlich oftmals äußerst lückenhaft. Dies gilt auch für die das Europäische Nordmeer umgebenden Landmassen (ANDERSEN & MANGERUD 1989, MANGERUD 1991).

Sehr umfangreich und weitaus vollständiger sind klimatisch interpretierte Daten für das Spätquartär des Europäischen Nordmeeres. Paläozeanographische Ableitungen erfolgen durch teilweise hochauflösende Untersuchungen zur Sedimentzusammensetzung (z.B. KELLOGG 1975, 1976, HENRICH et al. 1989, KASSENS 1990, BISCHOF 1991, GOLDSCHMIDT 1994), durch sedimentologische und mikropaläontologische Arbeiten (z.B. GARD 1988, BAUMANN 1990, SPIELHAGEN 1991, BLAUME 1992, BAUCH 1993, NEES 1993, MICHELS 1994, BAUMANN et al. in Vorb.) sowie durch Anwendung isotopengeochemischer Methoden (u.a. KELLOGG et al. 1978, SCHOLTEN et al. 1990, VOGELSANG 1990, KÖHLER 1992, WEINELT 1993, JÜNGER 1993).

5.7.1 Eistransportiertes Material versus Gletscheroszillation

In den Sedimentkernen von Vesterisbanken sind Schwankungen im Eintrag von terrigenem Material (20-80 KZ-% IRD) festzustellen (Abb. 40). Die terrigene Partikelgruppe (größer 125 μm) setzt sich hauptsächlich aus Monokristallen (Quarz, Feldspat) sowie aus polykristallinen Gesteinsbruchstücken (Schiefer, Sand- und Siltsteine, Vulkanitfragmente) zusammen. Obgleich deren Herkunftgebiete nicht eindeutig zu bestimmen sind, liegt die Vermutung nahe, daß die meisten Gesteinspartikel wahrscheinlich aus Skandinavien stammen (vgl. BISCHOF 1990, BAUMANN et al. 1994, GOLDSCHMIDT 1994). Von Grönland stammendes IRD wird vorzugsweise durch den Ostgrönlandstrom (EGC) nach Süden verfrachtet und dürfte demnach im Untersuchungsgebiet kaum zu finden sein. SPIELHAGEN (1991) charakterisiert den EGC als ein - bezüglich Strömung und Eisbedeckung - *stabiles* paläozeanographisches Element (zumindest) während der letzten 200.000 Jahre.

BAUMANN et al. (1994) parallelisieren das marine IRD-Signal von Sedimentkernen der nördlichen Grönlandsee mit Gletscheroszillationen im Bereich Spitzbergen/Barents See. Die Eisausdehnung wird von MANGERUD & SVENDSEN (1992) auf der Basis einer kontinentalen Litho- und Biostratigraphie für die letzten 140.000 Jahre rekonstruiert.

Das IRD-Signal der Vesterisbanken-Sedimente korreliert sowohl mit diesen Daten als darüber hinaus auch mit Fluktuationen des Skandinavischen Eisschildes nach MANGERUD (1991). Daß Eismassen auch aus diesem Gebiet die zentrale Grönlandsee erreicht haben könnten, wird unter Bezugnahme auf das rezent ausgebildete Oberflächenzirkulationsmuster (Abb. 1, Norwegenstrom - Atlantischer Rückstrom - EGC/Jan Mayen Strom) verständlich, welches - wenn auch in stark modifizierter Form und Stabilität - bereits länger existiert. Nahezu jeder *kontinentale* Gletschervorstoß und -rückzug ist *marin* überliefert (Abb. 40). Maximalwerte des IRD-Eintrages treten speziell am Ende von Vergletscherungen der Landgebiete auf. Dies kennzeichnet den jeweiligen Beginn von Erwärmungsphasen mit intensiver Gletscherkalbung (vgl. BAUMANN et al. 1994). Jedoch sind auch IRD-Maxima an sich allmählich aufbauende Gletscher, welche bei Erreichen der Schelfkante auf Grund ihrer Instabilität kalben, gebunden (vgl. HEINRICH 1988). In jedem Fall künden schmelzende Eisberge mit dem Freisetzen ihrer Sedimentfracht vom Gletscheraufbau bzw. -zerfall. Dabei ist das marine Signal zwar von Kernposition zu Kernposition variabel (Vergleich verschiedener KAL von Vesterisbanken), aber auch wesentlich detaillierter als das terrestrische Signal.

Hohe IRD-Werte in Stadium 6 sind ein für das gesamte Europäische Nordmeer typisches Signal (BIRGISDOTTIR 1991, HEINRICH 1992, GOLDSCHMIDT 1994). Ähnliche Daten sind von den durch die Transpolardrift belieferten Bereichen der Framstraße (SPIELHAGEN & THIEDE 1994) bis zu weiter südlich unter dem EGC gelegenen Positionen vor dem Scoresby Sund überliefert (NAM et al. 1995).

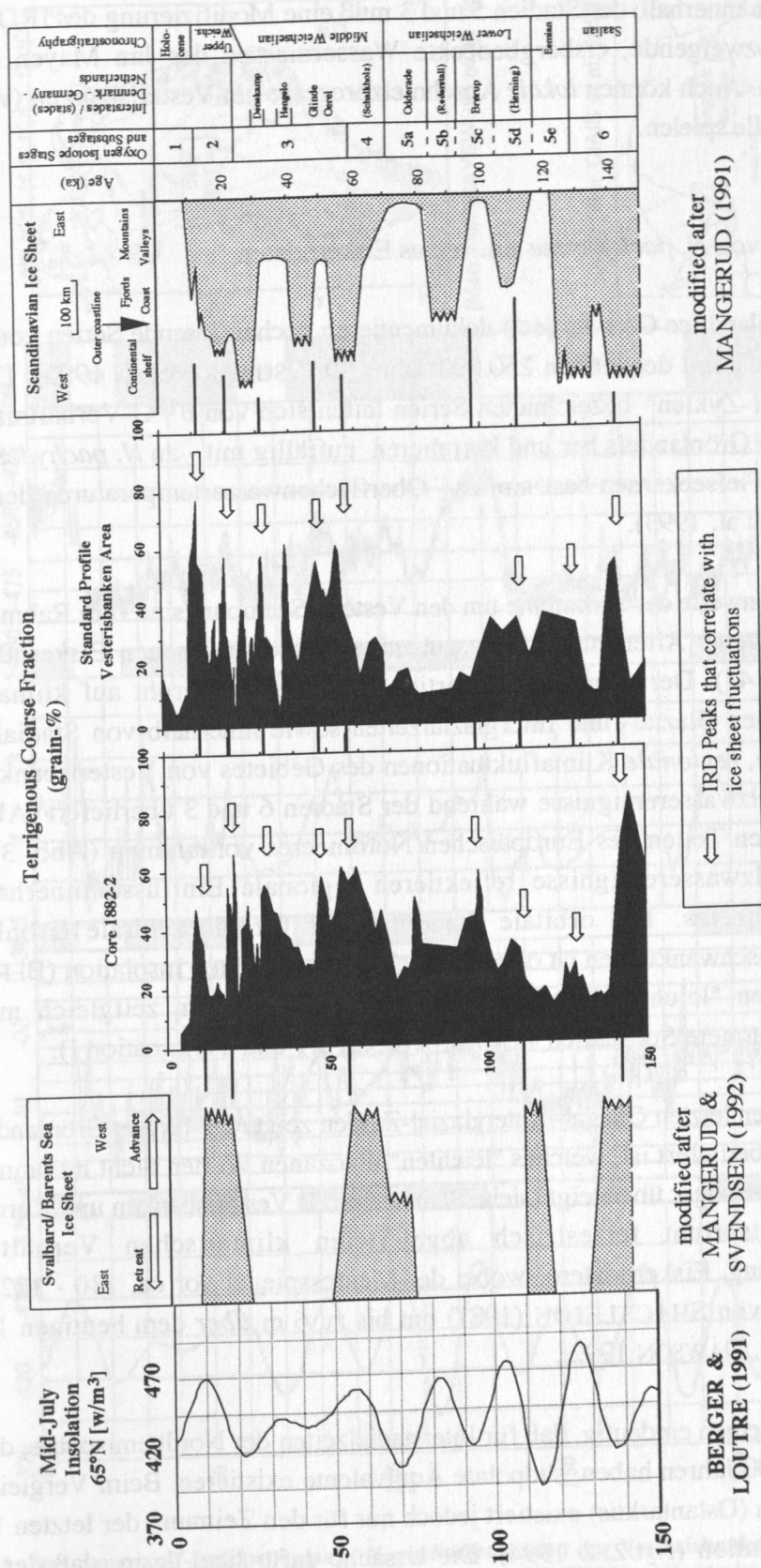


Abb. 40: Eistransportiertes Material (> 125 μm) in Vesterisbanken-Sedimenten im Vergleich zu Gletscheroszillationen des Barentssee-Eisschildes und des Skandinavischen Eisschildes während der letzten 150.000 Jahre (Eisschild-Diagramme mit frdl. Genehmigung von R. SPIELHAGEN).

Fig. 40: Ice-rafted debris (> 125 μm) of the Vesterisbanken sediments in comparison with the extent of the Barents Sea and Scandinavian ice sheets (Ice sheet diagrams by permission of R. SPIELHAGEN).

Merkliche IRD-Einträge in das Untersuchungsgebiet korrespondieren jedoch nicht zwingend mit der Existenz größerer Eisschilde in den einbezogenen vergletscherten Regionen (Abb. 40). Zu bestimmten Zeiten innerhalb der Stadien 5 und 3 muß eine Modifizierung des IRD-Signals durch vom EGC abzweigende, eisbergbedeckte Wassermassen des Jan Mayen Stromes angenommen werden. Auch können *lokale* Abschmelzprozesse um Vesterisbanken (vgl. Kap. 5.5) eine wichtige Rolle spielen.

5.7.2 Isotopensignal von *N. pachyderma* sin. versus Eiskerndaten

"GRIP"-Daten (Greenland Ice Core Project) dokumentieren hochauflösende Serien von Warm-Kalt-Oszillationen während der letzten 250.000 Jahre (DANSGAARD et al. 1993). Diese als "Dansgaard-Oeschger-Zyklen" bezeichneten Serien leiten sich von $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen der Luftmassen über dem Grönlandeis her und korrelieren auffällig mit - an *N. pachyderma* sin. aus nordatlantischen Tiefseekernen bestimmten - Oberflächenwassertemperaturen der letzten 90.000 Jahre (BOND et al. 1993).

Die Sauerstoff-Isotopenwerte der Sedimente um den Vesteris Seamount sind - im Rahmen einer jedoch weitaus geringeren Altersauflösung - gut mit den grönländischen Eiskerndaten zu parallelisieren (Abb. 41). Der oftmals gleichartige Kurventrend beruht auf klimatischen Unterschieden zwischen Glazial- und Interglazialzeiten sowie innerhalb von Stadien und Interstadien. Rapide, *regionale* Klimafluktuationen des Gebietes von Vesterisbanken sind durch extreme Schmelzwasserereignisse während der Stadien 6 und 3 überliefert (Abb. 41), welche auch in anderen Teilen des Europäischen Nordmeeres vorkommen (Abb. 39). Die überlieferten Schmelzwasserereignisse reflektieren regionale Einflüsse innerhalb des Europäischen Nordmeeres. Die orbitale Steuerung der für die zentrale Grönlandsee dokumentierten Klimaschwankungen ist offensichtlich. Einer erhöhten Insolation (BERGER & LOUTRE 1991) folgen "leichte" Isotopenwerte bzw. sie verlaufen zeitgleich mit den Strahlungsmaxima (wärmere Substadien 7.5, 7.3, 7.1, 5.5, 5.1 und Termination I).

Ein Vergleich der beiden letzten Glazial-/ Interglazial-Zyklen zeigt, daß für die Grönlandsee ein marines Eem-Signal überliefert ist, welches "leichten" holozänen Werten nicht nur annähernd entspricht, sondern diese sogar übersteigt (siehe Standardprofil Vesterisbanken und Kern 1736, Abb. 39). Dies entspricht terrestrisch abgeleiteten klimatischen Verhältnissen (Vegetationsentwicklung, Eiskerndaten), wobei der Meeresspiegel vor ca. 130 - 122 ka im Gegensatz zur Kurve von SHACKLETON (1987) um bis zu 6 m *über* dem heutigen Niveau gelegen haben soll (vgl. DAWSON 1992).

BENDER et al. (1994) zeigen eindeutig, daß für Interstadialzeiten der Nordhemisphäre, die eine Mindestdauer von 2.000 Jahren haben, südpolare Äquivalente existieren. Beim Vergleich mit dem VOSTOK-Eiskern (Ostantarktis) existiert jedoch nur für den Zeitraum der letzten 100 ky eine exzellente Korrelation (JOUZEL 1994). Die Ursache dafür liegt darin, daß der ältere

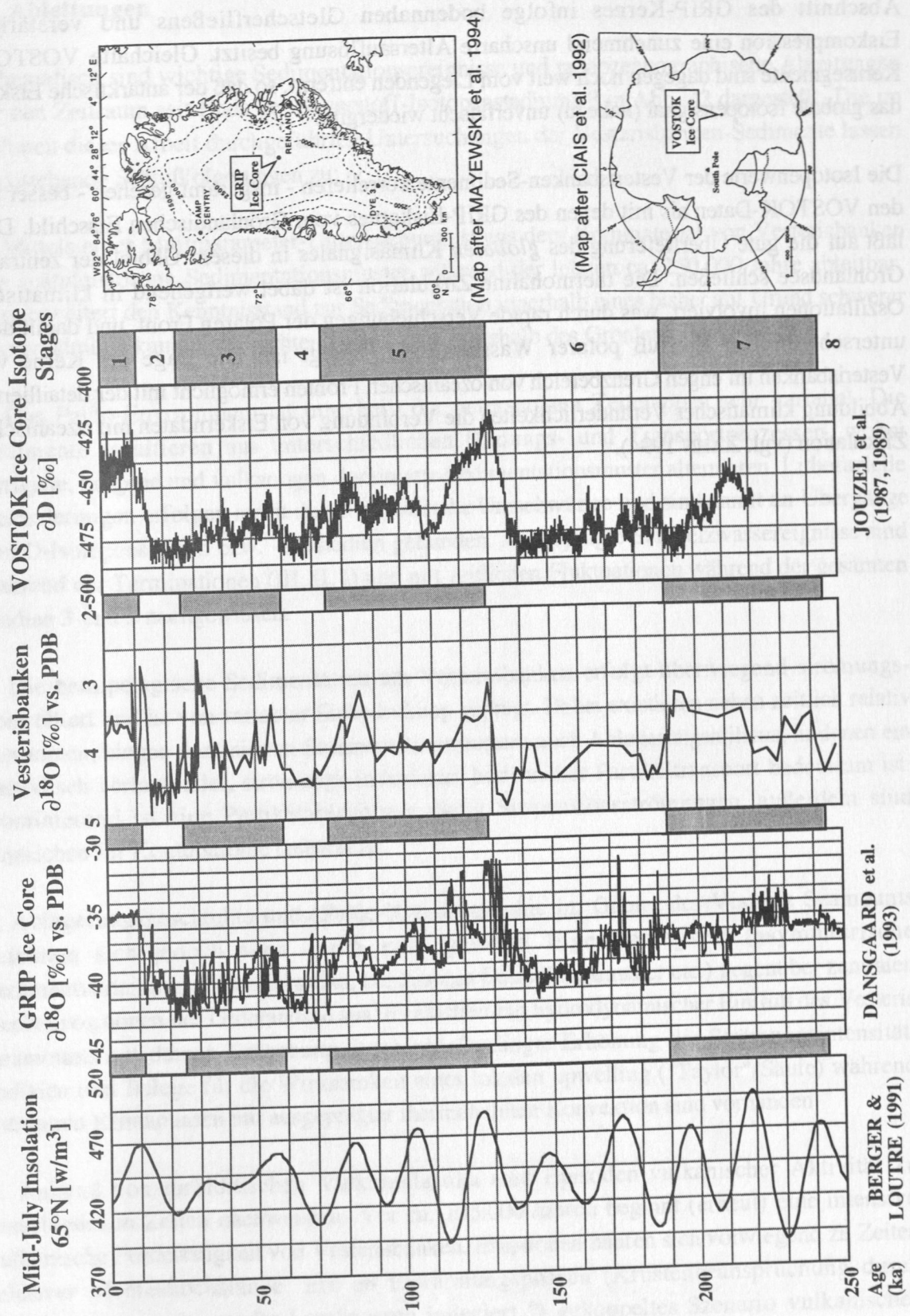


Abb. 41: Das Sauerstoff-Isotopensignal (*N. pachyderma* sin.) des Vesterisbanken-Standardprofiles korreliert mit grönländischen (GRIP) und antarktischen (VOSTOK - δ Deuterium) Eiskerndaten.

Fig. 41: The oxygen isotope signal (*N. pachyderma* sin.) of the Vesterisbanken standard profile correlates with isotope data from Greenland (GRIP) and Antarctica (VOSTOK).

Abschnitt des GRIP-Kernes infolge bodennahen Gletscherfließens und verstärkter Eiskompression eine zunehmend unscharfe Altersauflösung besitzt. Gleichalte VOSTOK-Kernsegmente sind dagegen noch weit vom Liegenden entfernt, so daß der antarktische Eiskern das globale Isotopensignal (nahezu) unverfälscht wiedergibt.

Die Isotopenwerte der Vesterisbanken-Sedimente korrelieren - insgesamt gesehen - besser mit den VOSTOK-Daten als mit denen des GRIP-Eiskernes vom Grönländischen Eisschild. Dies läßt auf die gute Überlieferung des *globalen* Klimasignales in diesem Gebiet der zentralen Grönlandsee schließen. Die thermohaline Zirkulation ist dabei weitgehend in klimatische Oszillationen involviert, was durch rapide Verschiebungen der Polaren Front, und damit dem unterschiedlichen Einfluß polarer Wassermassen, belegt ist. Die Lage der Kerne von Vesterisbanken im engen Grenzbereich von ozeanischen Fronten ermöglicht mit der detaillierten Abbildung klimatischer Veränderlichkeiten die Verbindung von Eiskerndaten mit ozeanischer Zirkulation (vgl. ZAHN 1994).

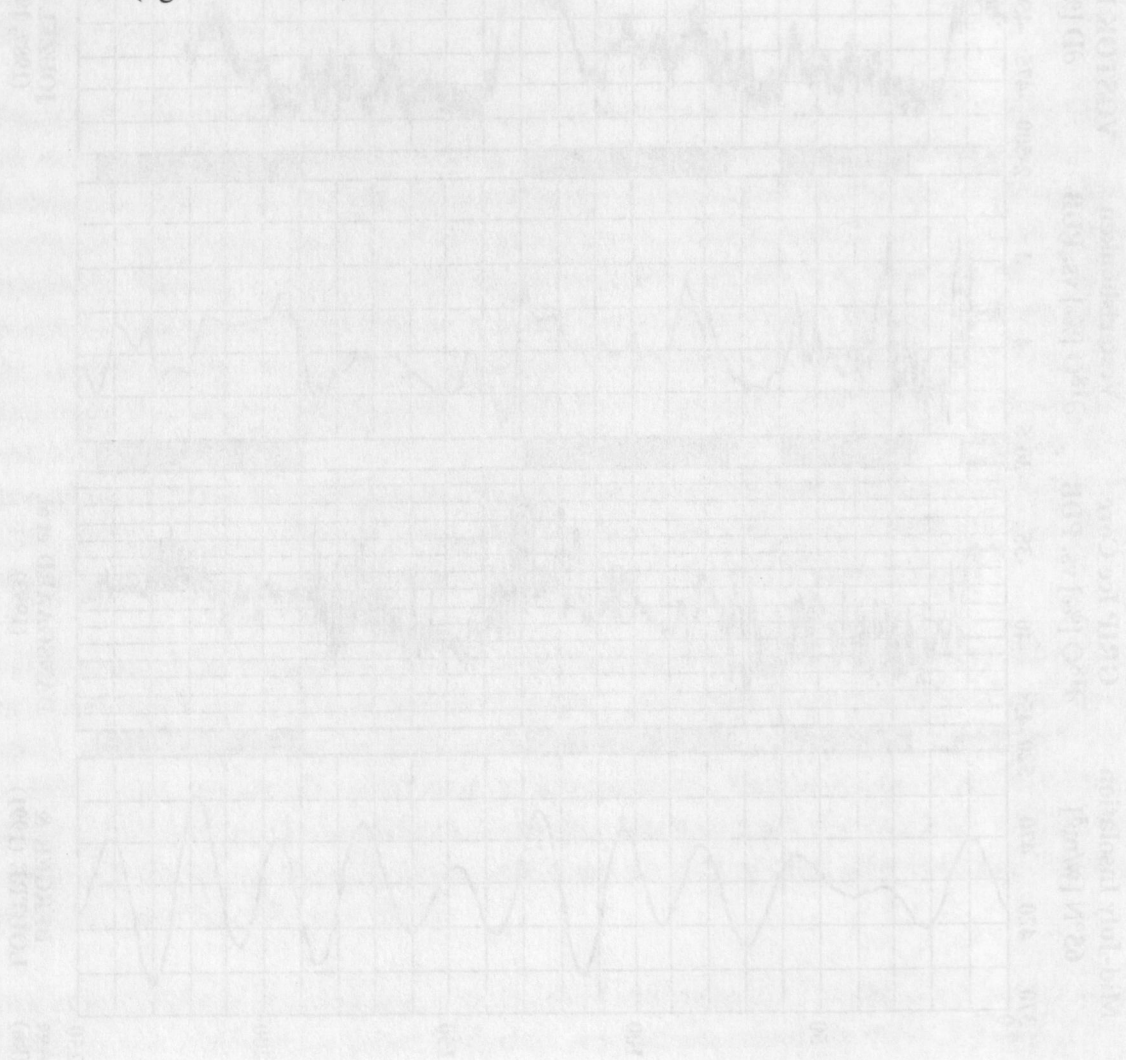


Abb. 41: Die Isotopensignale ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ und δD) der Vesterisbanken-Sedimente (VOSTOK) und des Grönländischen Eiskernes (GRIP) im Vergleich mit dem Isotopensignal des Vesterisbanken-Sediments (VOSTOK) im Vergleich mit dem Isotopensignal des Vesterisbanken-Sediments (VOSTOK).

6. Ableitungen

Schematisch sind wichtige Sedimentationsereignisse und paläozeanographische Ableitungen für den Zeitraum seit Ende des Sauerstoff-Isotopenstadiums 8 in Abb. 42 dargestellt. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen der Vesterisbanken-Sedimente lassen nachstehende Schlußfolgerungen zu:

1. Mittels einer Multiparameter-Untersuchung ist aus dem Kernmaterial von Vesterisbanken das spätpleistozäne Sedimentationsmuster während der letzten ca. 250.000 Jahre ableitbar. Dies erweitert den Kenntnisstand zur Sedimentation innerhalb eines bisher auf Grund schwerer Eisverhältnisse kaum untersuchten Seegebietes innerhalb des Grönland Beckens.
2. Das Paläo-Environment ist innerhalb der untersuchten Zeitetappen sehr variabel. Die Sedimente resultieren aus unterschiedlichen Bildungs- und Transportprozessen, wobei terrigene, biogene und vulkanogen dominierte Sedimentationsmuster alternieren. Lithofazielle Veränderungen erfolgen meist durch klimatische Umschwünge und sind damit an Übergänge von O-Isotopenstadien bzw. -substadien gebunden. Ausgeprägte Schmelzwassereignisse sind während der Terminationen (III, II, I) und mit zeitlichen Fluktuationen während der gesamten Stadien 3 und 2 nachgewiesen.
3. Die hemipelagische Sedimentation um Vesterisbanken erfolgt überwiegend strömungskontrolliert und ist von variabler Eisbedeckung geprägt. Dabei existieren neben zeitlich relativ konstanten, biogen dominierten Sedimentationsmustern auch Ablagerungsmilieus, in denen ein episodisch verlaufender, strömungs-induzierter bodennaher Partikeltransport bedeutsam ist. Dominierend ist eine Partikelablagerung durch Suspensionsströmungen, außerdem sind Anzeichen für Konturströme feststellbar.
4. Ablagerungsgeschichte und (Paläo-)Ozeanographie im Gebiet des Vesteris Seamounts zeichnen sich jedoch auch durch eine gewisse Eigenständigkeit (asymmetrische Sedimentverteilung, Vulkaniklastika, benthisches Besiedlungsmuster etc.) gegenüber zentralen Beckenpositionen der Grönlandsee aus. Es existiert ein hydrodynamischer Einfluß des Vesteris Seamounts auf dessen Umgebung durch reliefbedingte Erhöhung der Strömungsintensität. Indizien und Belege für die Wirksamkeit eines lokalen upwelling ("Taylor"-Säule) während wärmeren Klimaphasen mit ausgeprägter thermohalinen Konvektion sind vorhanden.
5. Anhand von turbiditischen Vulkaniklastika sind Episoden vulkanischer Aktivität zu verschiedenen Zeiten nachweisbar. Vor ca. 105.000 Jahren beginnt (erneut) eine intensive vulkanische Fördertätigkeit von Vesterisbanken. Eruptionen häufen sich vorwiegend zu Zeiten relativer Meereshochstände. Ein an Erwärmungsphasen (Krustenbeanspruchung durch Eisentlastung angrenzender Landmassen induziert ?) gekoppeltes Szenario vulkanischer Episoden *scheint* für das Gebiet von Vesterisbanken abzulaufen. Die Beschaffenheit vulkanischer Gläser deutet überwiegend auf einen *explosiven* submarinen

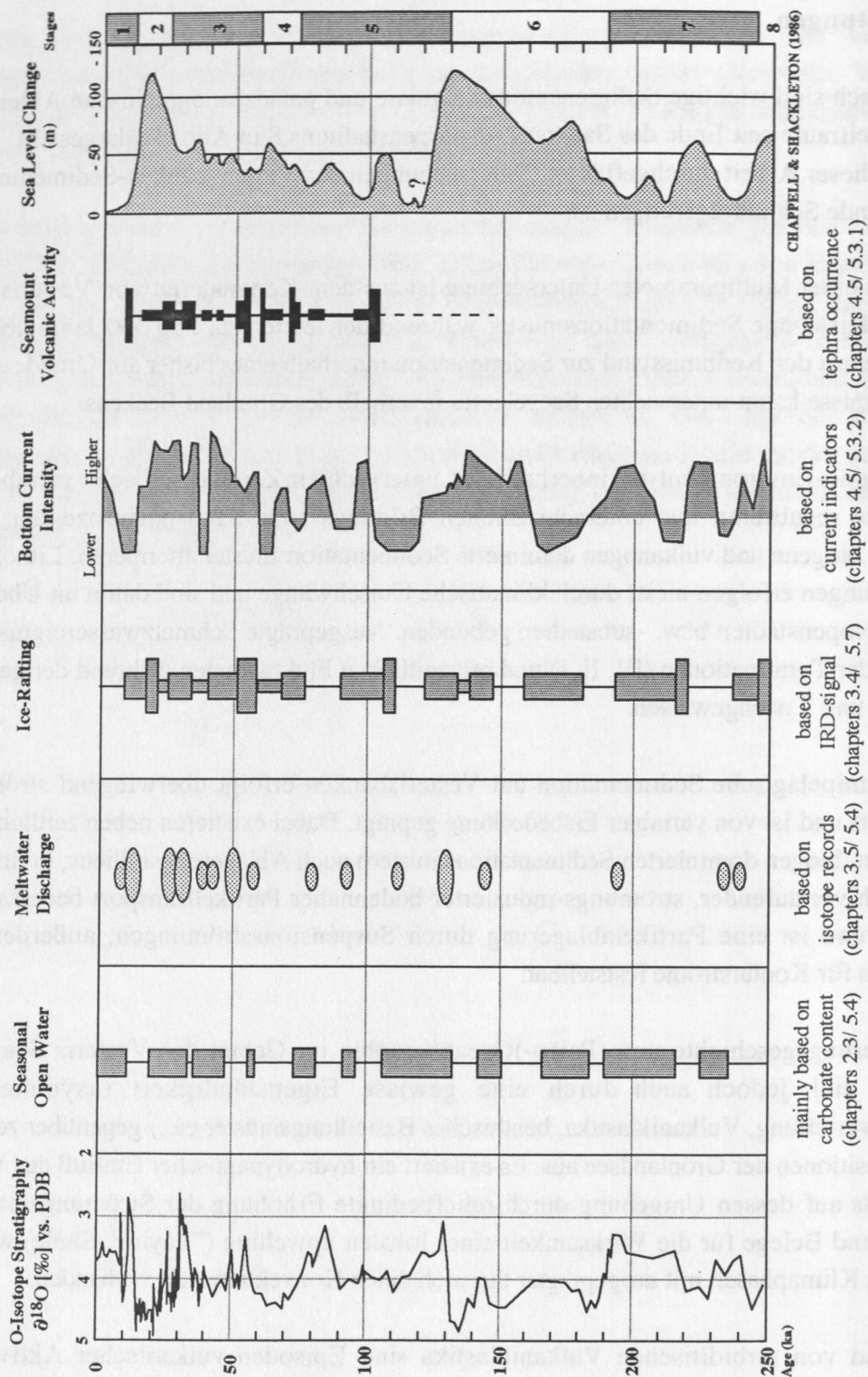


Abb. 42: Schematische Übersicht des Ablaufes von die Sedimentation beeinflussenden Milieufaktoren im Gebiet von Vesterisbanken während der letzten 250.000 Jahre. Die relativen Meeresspiegelschwankungen sind nach CHAPPELL & SHACKLETON (1986) eingetragen.

Fig. 42: Sketch of the environmental conditions of sedimentation in the Vesterisbanken area for the past 250,000 years. Sea level changes after CHAPPELL & SHACKLETON (1986).

Eruptionsmechanismus. Ab dem Beginn des Holozäns ist keine Ausbruchstätigkeit des Seamounts Vesterisbanken mehr feststellbar.

6. Trotz der durch die Existenz von Vesterisbanken erfolgten Modifikation des Ablagerungsmilieus sind aus den Sedimenten allgemeingültige, paläoklimatische Informationen zu extrahieren. Die sedimentologischen und paläozooologischen Ableitungen aus diesem Teil der zentralen Grönlandsee können in das Muster spätquartärer Sedimentation des Europäischen Nordmeeres integriert werden und erweisen sich als regionales Abbild global gesteuerter Klimaveränderungen.

7. Die Konnektion zwischen marinen und kontinentalen Bereichen kann generell vollzogen werden. Die Parallelisierbarkeit von terrestrischen Gletscherszillationen mit marinen IRD-Signalen ist außerordentlich gut. Die Klimadokumentation in den marinen Ablagerungen anhand von Sauerstoff-Isotopenverhältnissen (*N. pachyderma* sin.) erreicht im Gebiet von Vesterisbanken eine sehr gute Auflösung und steht in enger Korrelation zu hochauflösenden Eiskernen polarer Landgebiete.

7. Literatur

- Aagaard, K.; Swift, J. & Carmack, E. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas.- J. Geophys. Res. **90**(C3), 4833-4846.
- Altenbach, A. V. (1992): Verbreitungsmuster benthischer Foraminiferen im Arktischen Ozean und in glazialen und interglazialen Sedimenten des Europäischen Nordmeeres.- Unveröff. Habil.-schrift, Univ. Kiel, 111 pp.
- Altenbach, A. V.; Unsöld, G. & Walger, E. (1987): The hydrodynamic environment of *Saccorhiza ramosa* (BRADY).- Ber. Sonderforschungsber. 313 **6**, 47-68.
- Andersen, B. G. (1981): Late Weichselian ice sheets in Eurasia and Greenland.- In: Denton, G. H. & Hughes, T. J. (eds.): The last great ice sheets, 3-65.
- Andersen, B. G. & Mangerud, J. (1989): The last interglacial-glacial cycle in Fennoscandia.- Quat. Int. **3/4**, 21-29.
- Atterberg, A. (1912): Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Böden Mittelschwedens.- Int. Mitt. f. Bodenkunde, 1-314.
- Augstein, E.; Hempel, G.; Schwarz, J.; Thiede, J. & Weigel, W. (1984): Die Expedition ARKTIS II des FS "Polarstern" 1984.- Ber. Polarforsch. **20**, 1-192.
- Bard, E. (1988): Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: Paleoceanographic implications.- Paleoceanography **3**, 635-645.
- Bard, E.; Arnold, M.; Duprat, J.; Moyes, J. & Duplessy, J.-C. (1987): Reconstruction of the last deglaciation: deconvolved records of $\delta^{18}\text{O}$ profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometric ^{14}C dating.- Climate Dynamics **1**, 101-112.
- Bard, E.; Hamelin, B.; Fairbanks, R. G. & Zindler, A. (1990): Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30.000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals.- Nature **345**, 241-243.
- Bauch, H. (1993): Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer - ihre Bedeutung für die paläo-ozeanographische Interpretation während der letzten 600.000 Jahre.- Ber. Sonderforschungsber. 313 **40**, 1-108.
- Baumann, K. H. (1990): Veränderlichkeiten der Coccolithenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär.- Ber. Sonderforschungsber. 313 **22**, 1-146.
- Baumann, K.-H.; Lackschewitz, K. S.; Erlenkeuser, H.; Henrich, R. & Jünger, B. (1993a): Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the east Greenland continental margin.- Mar. Geol. **114**, 13-36.
- Baumann, K.-H.; Lackschewitz, K. S.; Mangerud, J.; Spielhagen, R. F.; Wolf-Welling, T. C. W.; Henrich, R. & Kassens, H. (1994): Reflection of Scandinavian Ice Sheet Fluctuations in Norwegian Sea Sediments during the last 150,000 years.- Quat. Res. **43**, 185-197.
- Baumann, K.-H.; Lackschewitz, K. S.; Spielhagen, R. F. & Henrich, R. (1993b): Reflection of continental ice sheets in late Quaternary sediments from the Nordic Seas.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I **7/8**, 897-912.
- Baumann, K.-H. & Matthiessen, J. (1990): Calcareous nannofossil and dinoflagellate cyst assemblages of Holocene and Late Weichselian deep-sea sediments from the Norwegian Sea.- Ber. Sonderforschungsber. 313, Berichtsband **88-89-90/2**, 1164-1187.
- Baumann, K.-H. & Matthiessen, J. (1992): Variations in surface water mass conditions in the Norwegian Sea: evidence from Holocene coccolith and dinoflagellate cyst assemblages.- Mar. Micropal. **20**, 129-146.

- Bé, A. W. (1977): An ecological, zoographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera.- In: Ramsay, A. T. S. (ed.): *Oceanic micropaleontology*.- Academic Press, London, 1-100.
- Bearman, G. (ed.) (1989): *The ocean basins: their structure and evolution*.- The Open University, Pergamon Press, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, São Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto S330, 5, 134 pp.
- Belanger, P. E. (1982): Paleo-oceanography of the Norwegian-Sea during the past 130,000 years: coccolithophorid and foraminiferal data.- *Boreas* 11, 29-36.
- Bender, M.; Sowers, T.; Dickson, M. L.; Orchardo, J.; Grootes, P.; Mayewski, P. A. & Meese, D. A. (1994): Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years.- *Nature* 372, 663-666.
- Berger, W. H. (1974): Deep-sea sedimentation.- In: Burk, C. A. & Drake, C. L. (eds.): *The geology of continental margins*.- Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 213-241.
- Berger, A. & Loutre, M. F. (1991): Insolation values for the climate of the last 10 million years.- *Quat. Sci. Rev.* 10, 297-317.
- Berner, H. (1991): Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstraße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See.- *Ber. FB Geowiss. Bremen* 20, 1-167.
- Beyer, J.D.A. (1989): *Senkvartaer Paleoseanografi i det sentrale Islandshav*.- Unveröff. Dipl. Arbeit, Univ. Bergen, 150 pp.
- Birgisdottir, L. (1991): Die paläo-ozeanographische Entwicklung der Islandsee in den letzten 550.000 Jahren.- *Ber. Sonderforschungsber.* 313 34, 1-112.
- Bischof, J. (1991): Dropstones im Europäischen Nordmeer- Indikatoren für Meereströmungen in den letzten 300.000 Jahren.- *Ber. Sonderforschungsber.* 313 30, 1-127.
- Blaume, F. (1992): Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster.- *Ber. Sonderforschungsber.* 313 36, 1-150.
- Bleil, U. & Gard, G. (1989): Chronology and correlation of Quaternary magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy in Norwegian-Greenland Sea sediments.- *Geol. Rundschau* 78, 1173-1187.
- Bleil, U. & Thiede, J. (eds.) (1990): *Geological history of the Polar Oceans - Arctic versus Antarctic*.- Kluwer Acad. Publ., NATO ASI, Series C, 308, 823 pp.
- Boehlert, G. W. & Genin, A. (1987): A review of the effects of seamounts on biological processes.- In B. H. Keating et al. (Ed.): *Seamounts, Islands, and Atolls*.- Am. Geophys. Union, Washington DC. 43, 319-334.
- Bohrmann, G. (1988): Zur Sedimentation von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer, anhand der DSDP/ODP Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647: Vorkommen, Diagenese und paläo-ozeanographische Bedeutung.- *Ber. Sonderforschungsber.* 313 9, 1-221.
- Bond, G. C.; Broecker, W.; Johnsen, S. & McManus, J. (1993): Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice.- *Nature* 365(6442), 143-147.
- Bonhommet, N. & Babkine, J. (1966): Sur une direction anormale du champ magnétique terrestre au cours du Quaternaire récent.- *C. R. Acad. Sc. Paris* 262, 919-921.
- Bonhommet, N. & Babkine, J. (1967): Sur la présence d'aimantations inversées dans la Chaîne des Puys.- *C. R. Acad. Sc. Paris* 264, 92-94.
- Bott, M. H. P.; Saxov, S.; Talwani, M. & Thiede, J. (eds.) (1983): *Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge*.- Plenum Press, New York, 685 pp.
- Bouma, A. H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*.- Elsevier, Amsterdam, 168 pp.

- Bouma, A. H. & Hollister, C. D. (1973): Deep ocean basin sedimentation.- In: Middleton, G. V. & Bouma, A. H. (eds.): *Turbidites and deep water sedimentation*.- SEPM Short course, Anaheim, 79-118.
- Bouma, A. H.; Normark, W. R. & Barnes, N. E. (eds.) (1985): *Submarine fans and related turbidite systems* (Frontiers in sedimentary geology).- Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 351 pp.
- Broecker, W.S. & Peng, T.H. (1982): *Tracers in the sea*.- Eldigio Press, Palisades, N.Y., 690 pp.
- Cande, S. C. & Kent, D. V. (1992): A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic.- *J. Geophys. Res.* **97**(B10), 13.917-13.951.
- Cashman, K. V. & Fiske, R. S. (1991): Fallout of pyroclastic debris from submarine volcanic eruptions.- *Science* **253**, 275-281.
- Chappel, J. & Shackleton, N. J. (1986): Oxygen isotopes and sea level.- *Nature* **324**, 137-140.
- Chough, S. K. & Hesse, R. (1985): Contourites from Eirik ridge, south of Greenland.- *Sed. Geol.* **41**, 185-199.
- Ciais, P.; Petit, J. R.; Jouzel, J.; Lorius, C.; Barkov, N. I.; Lipenkov, V. & Nikolajev, V. (1992): Evidence for an early Holocene climatic optimum in the Antarctic deep ice-core record.- *Climate Dynamics* **6**, 169-177.
- Condomines, M. (1978): Age of the Olby-Laschamp geomagnetic polarity event.- *Nature* **276**, 257-258.
- Cordes, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nördliches Weddellmeer).- *Ber. Polarforsch.* **71**, 1-151.
- Craig, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide.- *Geochim. Cosmochim. Acta* **12**, 1-133.
- Craig, H. & Gordon, L.I. (1965): Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere.- In: Tongiorgi, E. (ed.): *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*.- Third SPOLETO conference on Nuclear Geology, Consilio Nazionale della Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 9-130.
- Damuth, J. E. (1978): Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: Relationship to Quaternary sedimentation.- *Mar. Geol.* **28**, 1-36.
- Damuth, J. E. (1980): Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review.- *Mar. Geol.* **38**, 51-75.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S. J.; Clausen, H. B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N. S.; Hammer, C. U.; Hvidberg, C. S.; Steffensen, J. P.; Sveinbjörnsdottir, A. E.; Jouzel, J. & Bond, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record.- *Nature* **364**, 218-220.
- Dawson, A. G. (1992): *Ice age earth: Late Quaternary and climate*.- London, New York, 293 pp.
- Denham, C. R. & Cox, A. (1971): Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13,300-30,400 years ago.- *Earth Planet. Sci. Lett.* **13**, 181-190.
- Dickson, R.R.; Meincke, J.; Malmberg, S.A. & Lee, A.J. (1988): The "great salinity anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982.- *Prog. Oceanogr.* **20**, 103-151.
- Didié, C. (1991): Methode zur Herstellung orientierter Großdünnsschliffe von lakustrinen Weichsedimenten.- *Der Präparator* **37**(4), 155-158.
- Dugmore, A. (1989): Icelandic volcanic ash in Scotland.- *Scott. Geogr. Mag.* **105**(3), 168-172.
- Duplessy, J.-C. (1978): Isotope studies.- In: Gribbin, J. (ed.): *Climatic change*.- Cambridge University Press, Cambridge, London, New York, Melbourne, 46-67.

- Duplessy, J.C.; Labeyrie, L. & Blanc, P.L. (1988): Norwegian Sea deep water variations over the last climatic cycle: paleo-oceanographical implications.- In: Wanner, H. & Siegenthaler, U. (eds.): Long and short term variability of climate.- Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 83-116.
- Duplessy, J.C. & Shackleton, N.J. (1985): Response of global deep-water circulation to earth's climate change 135,000-107,000 years ago.- *Nature* **316**, 500-507.
- Eggvin, J. (1963): Bathymetric chart of the Norwegian Sea and adjacent areas. Scale 1:5.000.000.- Fiskeridir. Havforskingsinst., Bergen.
- Ehrmann, W. K. & Thiede, J. (1985): History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic Ocean.- *Contrib. to Sedimentol.* **15**, 1-109.
- Eicken, O. & Hinz, K. (1993): Contourites in the Fram Strait.- *Sed. Geol.* **82**, 15-32.
- Einsele, G. (1992): Sedimentary basins.- Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 628 pp.
- Eldholm, O.; Thiede, J. & Taylor, E. (eds.) (1989): Norwegian Sea.- *Proc. Ocean. Drill. Progr.*, 1141 pp.
- Emiliani, C. (1955): Pleistocene temperatures.- *Journal of Geology* **63**, 538-579.
- Fairbanks, R. G. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation.- *Nature* **143**, 637-642.
- Fisher, R. V. (1961): Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks.- *Geol. Soc. Amer. Bull.* **72**, 1409-1414.
- Fisher, R. V. (1984): Submarine volcanoclastic rocks.- In: Kokelaar, B. P. (ed.): Marginal basin geology.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London **16**, 5-27.
- Fisher, R. V. & Schmincke, H.-U. (1984): Pyroclastic rocks.- Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 472 pp.
- Folk, R. L. & Ward, W. C. (1957): Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters.- *J. Sediment. Petrol.* **27**, 3-27.
- Francis, P. (1993): Volcanoes: a planetary perspective.- Oxford University Press, Oxford, 443 pp.
- Friedman, G. M. & Sanders, J. E. (1978): Principles of sedimentology.- John Wiley & Sons, New York, 211 pp.
- Füchtbauer, H. (ed.) (1988): Sediment-Petrologie. Teil II Sedimente und Sedimentgesteine.- Schweizerbart, Stuttgart, 1141 pp.
- Füchtbauer, H. & Müller, G. (1970): Sediment-Petrologie. Teil II Sedimente und Sedimentgesteine.- Schweizerbart, Stuttgart, 726 pp.
- Funder, S.; Hjort, C. & Landvik, J. Y. (1991): Quaternary stratigraphy of Jameson Land - a first approximation.- *LUNDQUA Report* **33**, 171-175.
- Ganssen, G. (1983): Dokumentation von küstennahem Auftrieb anhand stabiler Isotope in rezenten Foraminiferen vor Nordwest-Afrika.- *Meteor-Forsch. Ergebn.* **37C**, 1-46.
- Gard, E. (1986): Calcareous nannofossil biostratigraphy of late Quaternary Arctic sediments.- *Boreas* **15**, 217-229.
- Gard, G. (1987): Late Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentation patterns: Fram Strait, Arctica.- *Paleoceanography* **5**, 761-787.

- Gard, G. (1988): Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography of Arctic and Subarctic Seas.- *Medd. Stockholms Univ. Geol. Inst.* **275**, 1-45.
- Gard, G. & Backman, J. (1990): Synthesis of Arctic and Sub-Arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic drift water influx during the last 500,000 years.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*.- Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 417-436.
- Gascard, J.C.; Kergomard, C.; Jeannin, P.F. & Fily, M. (1988): Diagnostic study of the Fram Strait marginal ice zone during summer - from 1983 and 1984 marginal ice zone experiment - lagrangian observations.- *J. Geophys. Res.* **93**(C4), 3613-3641.
- Gillot, P. Y.; Labeyrie, J.; Laj, C.; Valladas, G.; Guérin, G.; Poupeau, G. & Delibrias, G. (1979): Age of the Laschamp paleomagnetic excursion revisited.- *Earth Planet. Sci. Lett.* **42**, 444-450.
- Goldschmidt, P. M. (1994): The Ice-rafting history in the Norwegian-Greenland Sea for the last two Glacial/Interglacial cycles.- *Ber. Sonderforschungsber.* **313** **50**, 1-103.
- Goree, W. S. & Fuller, M. (1976): Magnetometers using RF-driven squids and their application in rock magnetism and paleomagnetism.- *Rev. Geophys. Space Phys.* **14**, 591-608.
- Graf, G. (1989a): Die Reaktion des Benthals auf den saisonalen Partikelfluß und die laterale Advektion, sowie deren Bedeutung für Sauerstoff- und Kohlenstoffbilanzen.- *Ber. Sonderforschungsber.* **313**, 1-77.
- Graf, G. (1989b): Benthic-pelagic coupling in the deep-sea benthic community.- *Nature* **341**, 437-439.
- Guérin, G. & Valladas, G. (1980): Thermoluminescent dating of volcanic plagioclases.- *Nature* **286**, 697-699.
- Haake, F.W. & Pflaumann, U. (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea.- *Boreas* **18**, 343-356.
- Haase, K. M. & Devey, C. W. (in prep.): The petrology and geochemistry of Vesteris Seamount, Greenland Basin - an intraplate alkaline volcano of non-plume origin.
- Haase, K. M.; Hartmann, M. & Wallrabe-Adams, H.-J. (in prep.): The geochemistry of ashes from Vesterisbanken Seamount, Greenland Basin: Implications for the evolution of an alkaline volcano.
- Hamich, A. (1991): Sedimentologische Untersuchungen eines Kernes (GIK 21906-2) der Grönlandsee.- Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel, 78 pp.
- Hass, C. (1993): Sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen zur Entwicklung des Skagerraks (NE-Nordsee) im Spätholozän.- Unveröff. Diss., Univ. Kiel, 115 pp.
- Hebbeln, D. (1992): Weichselian glacial history of the Svalbard area: correlating the marine and terrestrial records.- *Boreas* **21**, 295-304.
- Heeger, T. (1990): Elektronenmikroskopische Untersuchungen zur Ernährungsbiologie benthischer Foraminiferen.- *Ber. Sonderforschungsber.* **313** **21**, 1-139.
- Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years.- *Quat. Res.* **29**, 142-152.
- Hempel, P.; Schreiber, R.; Johnson, L. & Thiede, J. (1991): The Vesterisbanken Seamount (Greenland Basin): Patterns of morphology and sediment distribution.- *Mar. Geol.* **96**, 175-185.
- Henrich, R. (1986): A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland Sea during the last deglaciation.- *Geol. Rdsch.* **75/3**, 805-827.
- Henrich, R. (1989): Glacial/interglacial cycles in the Norwegian sea: sedimentology, paleoceanography and evolution of Late Pliocene to Quaternary northern hemisphere climate.- In: Eldholm, O. et al. (eds.): *Proceedings of ODP, Scientific Results*.- US Govt. Print. Off., Washington DC. **104**, 189-232.

- Henrich, R.; Kassens, H.; Vogelsang, E. & Thiede, J. (1989): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.- *Mar. Geol.* **86**, 283-319.
- Henrich, R. (1990): Cycles, rhythms and events in Quaternary Arctic and Antarctic glaciomarine deposits.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geological history of the Polar Oceans - Arctic versus Antarctic.*- Kluwer Acad. Publ., NATO ASI Series C, **308**, 213-244.
- Henrich, R. (1992): Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimenteinflüsse im Zeitraum 2.6 Ma bis rezent.- Unveröff. Habil.-Schrift, Univ. Kiel.
- Henrich, R.; Hartmann, M.; Reitner, J.; Schäfer, P.; Steinmetz, S.; Freiwald, A.; Dietrich, P. G. & Thiede, J. (1992): Facies belts and communities of the Arctic Vesterisbanken Seamount (Central Greenland Sea).- *Facies* **27**, 71-103.
- Henrich, R.; Rumohr, J.; Blaume, F.; Goldschmidt, P.; Michels, K.; Oehmig, R.; Seiß, M.; Voigt, C. & Wagner, T. (1993): Prozesse und Bilanzen des Sedimenttransportes.- *Ber. Sonderforschungsber.* **313**, Berichtsband **88-89-90/1**, 49-100.
- Henrich, R.; Wolf, T.; Bohrmann, G. & Thiede, J. (1989): Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the northern hemisphere revealed by variability of coarse-fraction composition in sediments from the Vöring plateau - ODP Leg 104 drill sites.- In: Eldholm, O. et al. (eds.): *Proceedings of the ODP, Scientific Results.*- US Govt. Print. Off., Washington DC. **104**, 75-188.
- Hesse, R. & Chough, S. K. (1980): The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents.- *Sedimentology* **27**, 697-711.
- Hoeck, M. & Hartmann, M. (in prep.): Investigations of oxide crusts on basalts and impregnations in scoriaceous material and tuffs from the Vesterisbanken Seamount (Greenland Sea).
- Hogg, N. G. (1973): On the stratified TAYLOR column.- *J. Fluid Mechanics* **58**, 517-537.
- Holler, P. & Kassens, H. (1989): Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer (Datenreport F.S.Meteor, Reise 7).- *Ber. Sonderforschungsber.* **313** **15**, 1-61.
- Hollister, C. D. (1993): The concept of deep-sea contourites.- *Sed. Geol.* **82**, 5-11.
- Hollister, C. D. & Heezen, B. C. (1972): Geologic effects of ocean bottom currents.- In: Gordon, A. L. (ed.): *Studies in physical oceanography - A tribute to Georg Wüst on his 80th birthday.*- Gordon and Breach, New York **2**, 37-66.
- Hollister, C. D. & Nowell, A. R. M. (1991): Prologue: Abyssal storm as a global geologic process.- *Mar. Geol.* **99**, 275-280.
- Hollister, C. D.; Nowell, A. R. M. & Smith, J. D. (1980): The third annual report of the High Energy Benthic Boundary Layer Experiment.- *WHOI Tech. Rep.* **80-32**, 1-48.
- Hopkins, T.S. (1991): The GIN Sea - a synthesis of its physical oceanography and literature review 1972-1985.- *Earth Sci. Rev.* **30**, 175-318.
- Hörmann, P. K. & Raase, P. (in prep.): Petrology of basalts from the Vesterisbanken (Greenland Sea).
- Huppert, H. E. (1975): Some remarks on the initiation of inertial TAYLOR columns.- *J. Fluid. Mechanics* **67**, 397-412.
- Hutson, W. H. (1980): Bioturbation of deep sea sediments: oxygen isotope and stratigraphic uncertainty.- *Geology* **8**, 127-130.

- Imbrie, J.; Hays, J. D.; Martinson, D. G.; McIntyre, A.; Mix, A. C.; Morley, J. J.; Pisias, N. G.; Prell, W. L. & Shackleton, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record.- D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 269-305.
- Jansen, E. & Björklund, K.R. (1985): Surface ocean circulation in the Norwegian Sea, 15,000 B.P. to present.- *Boreas* **14**, 243-257.
- Jansen, E. & Erlenkeuser, H. (1985): Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: Isotopic evidence.- *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* **49**, 189-206.
- Jenkyns, H. C. (1986): Pelagic environments.- In Reading, H. G. (ed.): *Sedimentary environments and facies*.- Blackwell Sci. Publ., Oxford, 343-398.
- Jensen, P.; Rumohr, J. & Graf, G. (1992): Sedimentological and biological differences across a deep-sea ridge exposed to advection and accumulation of fine-grained particles.- *Oceanologica Acta* **15**(3), 287-296.
- Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dansgaard, W.; Fuhrer, K.; Gundestrup, N.; Hammer, C.U.; Sversen, P.; Jouzel, J.; Stauffer, B. & Steffensen, P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core.- *Nature* **359**, 311-313.
- Johnson, E. R. (1982): Quasigeostrophic flow over isolated elongated topography.- *Deep-Sea Res.* **29**, 1085-1097.
- Johnson, G. L. & Campsie, J. (1976): Morphology and structure of the western Jan Mayen Fracture Zone.- *Norsk Polarinstitutt Skrifter* **1974**, 69-81.
- Jouzel, J. (1994): Ice cores north and south.- *Nature* **372**, 612-613.
- Jouzel, J.; Lorius, C.; Petit, J. R.; Genthon, C.; Barkov, N. I.; Kotlyakov, V. M. & Petrov, V. N. (1987): Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years).- *Nature* **329**, 403-409.
- Jouzel, J.; Raisbeck, G.; Benoist, J. P.; Yiou, F.; Lorius, C.; Raynaud, D.; Petit, J. R.; Barkov, N. I.; Korotkevitch, Y. S. & Kotlyakov, V. M. (1989): The Antarctic climate over the late Glacial period.- *Quat. Res.* **31**, 135-150.
- Jünger, B. (1994): Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre.- *GEOMAR Report* **35**, 1-103.
- Kassens, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See.- *Ber. Sonderforschungsber.* **313** **24**, 1-117.
- Kellogg, T. B. (1975): Late Quaternary climatic changes in the Norwegian-Greenland Sea.- In: Bowling, S. A. & Weller, G. (eds.): *Climate of the Arctic*.- Univ. of Alaska, 3-36.
- Kellogg, T.B. (1976): Late Quaternary climatic changes: evidence from deep-sea cores of Norwegian and Greenland Seas.- In: Cline, R. M. & Hays, J. D. (eds.): *Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology*.- *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **145**, 77-110.
- Kellogg, T.B. (1977): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: The last 450,000 years.- *Mar. Micropal.* **2**, 235-249.
- Kellogg, T. B. (1980): Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts.- *Boreas* **9**, 115-137.
- Kellogg, T. B.; Duplessy, J. C. & Shackleton, N. J. (1978): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores.- *Boreas* **7**, 61-73.
- Killworth, P.D. (1979): On "chimney" formations in the ocean.- *J. Phys. Oceanogr.* **9**, 531-554.

- Koç Karpuz, N. & Jansen, E. (1992): A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: documentation of rapid climatic changes.- *Paleoceanography* **7**(4), 499-520.
- Köhler, S. E. (1992): Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (sin.).- GEOMAR Report **13**, 1-104.
- Koltermann, K.P. (1987): Die Tiefenzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres.- Unveröff. Diss., Univ. Hamburg, 287 pp.
- Komar, P. D. & Clemens, K. E. (1986): The relationship between a grain's settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents.- *J. Sed. Petrol.* **56**, 258-266.
- Krause, G.; Meincke, J. & Schwarz, H.J. (1991): Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI/ 1-4 of R.V. "Polarstern" in 1989.- *Ber. Polarforsch.* **87**, 1-110.
- Kromer, B.; Pfeleiderer, C.; Schlosser, P.; Levin, I.; Münnich, K.; Bonani, G.; Suter, M. & Wölfli, W. (1987): AMS ^{14}C -measurements of small volume oceanic water samples: experimental procedure and comparison with low-level counting technique.- *Nucl. Inst. Meth.* **29**, 302-305.
- Kroopnick, P. (1980): The distribution of ^{13}C in the Atlantic Ocean.- *Earth Planet. Sci. Lett.* **49**, 469-484.
- Krumbein, W. C. (1936): Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments.- *J. Sed. Petrol.* **6**, 35-47.
- Kubisch, M. (1992): Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre.- GEOMAR Report **16**, 1-100.
- Labeyrie, L.D.; Duplessy, J.C. & Blanc, P.L. (1987): Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125,000 years.- *Nature* **327**, 477-482.
- Lackschewitz, K. (1991): Sedimentationsprozesse am aktiven mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken (Nördlich von Island).- GEOMAR Report **9**, 1-133.
- Laine, E. P.; Damuth, J. E. & Jacobi, R. (1986): Surficial sedimentary processes revealed by echo-character mapping in the western North Atlantic Ocean.- In: Vogt, P. R. & Tucholke, B. E. (eds.): *The western North Atlantic region*.- *Geol. Soc. Am., Boulder, Co., U.S.* vol. **M**, 427-436.
- Ledbetter, M. T. & Ellwood, B. B. (1980): Spatial and temporal changes in bottom-water velocity and direction from analysis of particle size and alignment in deep-sea sediment.- *Mar. Geol.* **38**, 245-261.
- Levi, S. & Karlin, R. (1989): A sixty thousand year paleomagnetic record from Gulf of California sediments: secular variation, late Quaternary excursions and geomagnetic implications.- *Earth Planet. Sci. Lett.* **92**, 219-233.
- Linke, P. & Lutze, G. F. (1992): Microhabitat preferences of benthic foraminifera - a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition?.- *Mar. Micropal.* **20**, 215-234.
- Lovell, J. B. P. & Stow, D. A. V. (1981): Identification of ancient sandy contourites.- *Geology* **9**, 347-349.
- Løvli, R. (1989): Paleomagnetic stratigraphy: a correlation method.- *Quat. Int.* **1**, 129-149.
- Lutze, G. F. & Altenbach, A. V. (1988): *Rupertina stabilis* (WALLICH), a highly adapted suspension feeding foraminifer.- *Meyniana* **40**, 55-69.
- Lutze, G. F. & Thiel, H. (1987). *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*, elevated epibenthic Foraminifera. - *Ber. Sonderforschungsber.* **313** **6**, 17-30.
- Mangerud, J. (1991): The last ice age in Scandinavia.- *Striae* **34**, 15-30.

- Mangerud, J. & Svendsen, J.I. (1992): The last interglacial-glacial period on Spitsbergen, Svalbard.- *Quat. Sci. Rev.* **11**, 633-664.
- Mariani, M.; Argnani, A.; Roveri, M. & Trincardi, F. (1993): Sediment drifts and erosional surfaces in the central Mediterranean: Seismic evidence of bottom-current activity.- *Sed. Geol.* **82**, 207-220.
- Markussen, B.; Zahn, R. & Thiede, J. (1986): Late Quaternary sedimentation in the Eastern Arctic Basin: Stratigraphy and depositional environment.- *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.* **50**, 271-284.
- Martinson, D. G.; Pisias, N. G.; Hays, J. D.; Imbrie, J.; Moore, T. C. & Shackleton, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000 years chronostratigraphy.- *Quat. Res.* **27**, 1-29.
- Matthiessen, J. (1991): Dinoflagellaten-Zysten im Spätquartär des Europäischen Nordmeeres: Palökologie und Paläo-Ozeanographie.- *GEOMAR Report 7*, 1-104.
- Mayewski, P. A.; Wumkes, M.; Klinck, J.; Twickler, M. S.; Putscher, J. S.; Taylor, K. C.; Gow, A. J.; Waddington, E. D.; Alley, R. B.; Gibb, J. E.; Grootes, P. M.; Meese, D. A.; Ram, M.; Whalen, M. & Wilson, A. T. (1994): Record Drilling Depth Struck in Greenland.- *EOS, Transactions, Am. Geophys. Union* **75**(10), 113-124.
- McBirney, A. R. (1963): Factors governing the nature of submarine volcanism.- *Bull. Volcanol.* **26**, 455-469.
- McCave, I. N. (1984): Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments.- In: Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W. (eds.): *Fine-grained sediments: deep water processes and facies*.- Blackwell Sci. Publ., Oxford, 35-64.
- McCave, I. N. & Hollister, C. D. (1985): Sedimentation under deep-sea current systems: Pre-HEBBLE ideas.- *Mar. Geol.* **66**, 13-24.
- McCave, I. N. & Tucholke, B. E. (1986): Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic.- In: Vogt, P. R. & Tucholke, B. E. (eds.): *The western Atlantic region*.- Geol. Soc. Am., Boulder, Co., United States **M**, 451-468.
- Mertz, D. F.; Raczek, I.; Renne, P. & Todt, W. (1993): Plate tectonic implications of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser heating ages and Sr, Nd, Pb isotope characteristics of Vesteris Seamount volcanism (Norwegian-Greenland Sea).- *Terra abstracts, Abstr. suppl. 1 to Terra nova* **5**, 549.
- Michels, K. (1994): Strömungssortierung quartärer Sedimente des Europäischen Nordmeeres: Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen.- *Ber. Sonderforschungsber.* **313** **55**, 1-127.
- Michels, K. (in prep): The decomposition of polymodal settling velocity distributions for a comprehensive sedimentological description of sand-sized samples.
- Mienert, J.; von Huene, R.; Bobsien, M.; Chi, J. & Hollender, F.-J. (1993a): Geophysikalische Signale in Sedimenten - Die Veränderlichkeit des physikalischen Meeresbodenaufbaus als Indikator für ozeanographisch gesteuerte Sedimentationsprozesse.- *Ber. Sonderforschungsber.* **313**, *Berichtsband* **91-92-93/1**, 152-182.
- Mienert, J.; Kenyon, N. H.; Thiede, J. & Hollender, F.-J. (1993b): Polar continental margins: studies off East Greenland.- *EOS, Transactions, Am. Geophys. Union* **74**, 225, 231, 234, 236.
- Miller, G. H.; Sejrup, H. P.; Lehman, S. J. & Forman, S. L. (1987): The last glacial-interglacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard Archipelago.- *Polar Research* **5**, 279-280.
- Molnia, B. F. (1983): *Glacial-marine sedimentation*.- Plenum, New York, 844 pp.
- Moore, J. G. (1970): Water content of basalt erupted on the ocean floor.- *Contrib. Mineral. Petrol.* **28**, 272-279.
- Moore, J. G. & Schilling, J. G. (1973): Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes Ridge basalts.- *Contrib. Mineral. Petrol.* **41**, 105-118.

- Munsell soil color charts (1992, Revised Edition): Macbeth, Div. of Kollmorgen Instr. Corp., New York.
- Mutti, E.; Lucchi, F. R.; Seguret, M. & Zanzucchi, G. (1984): Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits.- *Mar. Geol.* **55**, 103-116.
- Myhre, A. M.; Eldholm, O. & Sundvor, E. (1982): The margin between Senja and Spitsbergen Fracture Zones: implications from plate tectonics.- *Tectonophysics* **89**, 33-50.
- Nam, S. I.; Stein, R.; Grobe, H. & Hubberten, H. (1995): Late Quaternary glacial-interglacial changes in sediment composition at the East Greenland continental margin and their paleoceanographic implications.- *Mar. Geol.* **122**, 243-262.
- Nees, S. (1993): Spätquartäre Benthosforaminiferen des Europäischen Nordmeeres: Veränderungen der Artengesellschaften und Akkumulationsraten bei Klimawechseln.- *Ber. Sonderforschungsber.* 313 **44**, 1-80.
- Negrini, R. M.; Davis, J. O. & Verosub, K. L. (1984): Mono Lake excursion found at Summer Lake, Oregon.- *Geology* **12**, 643-646.
- Normark, W. R.; Hess, G. R.; Stow, D. A. V. & Bowen, A. J. (1980): Sediment waves on the Monterey Fan levees: A preliminary physical interpretation.- *Mar. Geol.* **37**, 1-8.
- Nowaczyk, N. R. (1985): Paläomagnetische Untersuchungen paläozoischer Sedimente im Hohen Venn.- Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Bochum.
- Nowaczyk, N. R. (1991): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete.- *Ber. Polarforsch.* **78**, 1-187.
- Nowaczyk, N. R.; Brück, L. & Gaedicke, C. (1991): Magnetostratigraphie und magnetische Suszeptibilität.- *Ber. Polarforsch.* **80**, 87-94.
- Oehmig, R. (1990): Die Isolierung von Sinkgeschwindigkeitsfraktionen mit dem Sand-Sedimentation-Separator (3S)TM. - *Ber. Sonderforschungsber.* 313, *Berichtsband* **88-89-90/1**, 251-286.
- Oehmig, R. & Michels, K. H. (1994): The isolation of settling-velocity fractions of sand-size material: new possibilities for the settling tube technique.- *J. Sedim. Res.* **A64**(3): 687-689.
- Paetsch, H. (1991): Sedimentation im Europäischen Nordmeer: Radioisotopische, geochemische und tonmineralogische Untersuchungen spätquartärer Ablagerungen.- *Ber. Sonderforschungsber.* 313 **29**, 1-83.
- Paetsch, H.; Botz, R.; Scholten, J. C. & Stoffers, P. (1992): Accumulation rates of surface sediments in the Norwegian-Greenland Sea.- *Mar. Geol.* **104**, 19-30.
- Paquette, R.G.; Bourke, R.H.; Newton, J.F. & Perdue, W. (1985): The East Greenland polar front in autumn.- *J. Geophys. Res.* **90**(C3), 4866-4882.
- Pfirman, S. L. & Kassens, H. (in prep): Sediment character of the Greenland Sea and Fram Strait.
- Pisias, N. G.; Martinson, D. G.; Moore, T. C.; Shackleton, N. J.; Prell, W. L.; Hays, J. & Boden, G. (1984): High resolution stratigraphic correlation og benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years.- *Mar. Geol.* **56**, 119-136.
- Pitsch, H. (1988): Korngrößenbestimmung.- LABO (Sonderdruck), 1-15.
- Prell, W. L.; Imbrie, J.; Martinson, D. G.; Morley, J. J.; Pisias, N. G.; Shackleton, N. J. & Streeter, H. F. (1986): Graphic correlation of oxygene isotope stratigraphy application of the Late Quaternary.- *Paleoceanography* **1**(2), 137-162.
- Quadfasel, D.; Gascard, J.C. & Koltermann, K.P. (1987): Large-scale oceanography in Fram Strait during the 1984 marginal ice zone experiment.- *J. Geophys. Res.* **92**(C7), 6719-6728.

- Rau, G. H.; Takahashina, T. & Des Marais, D. J. (1989): Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}\text{C}$: implications for CO_2 productivity in past oceans.- *Nature* **341**, 516-518.
- Reidt, J. L. & Lynn, R. J. (1971): On the influence of the Norwegian-Greenland Sea and Weddell Sea upon the bottom waters of the Indian and Pacific Ocean.- *Deep Sea Res.* **29**, 1063-1088.
- Roberts, D. J.; Hogg, N. G.; Bishop, D. G. & Flewelling, C. G. (1974): Sediment distribution around moated seamounts in the Rockall Trough.- *Deep Sea Res.* **21**, 175-184.
- Roden, G. I. (1987): Effects of seamounts and seamount chains on ocean circulation and thermohaline structure.- In B. H. Keating et al. (Ed.): Seamounts, islands, and atolls.-- Am. Geophys. Union, Washington DC. **43**, 335-354.
- Ruddiman, W.F. & McIntyre, A. (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation.- *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.* **35**(2-4), 145-214.
- Rudels, B. (1990): Haline convection in the Greenland Sea.- *Deep Sea Res.* **37**(9A), 1491-1551.
- Rudels, B.; Quadfasel, D.; Friedrich, H. & Houssais, M. (1989): Greenland Sea convection in the winter of 1987-1988.- *J. Geophys. Res.* **94**(C3), 3223-3227.
- Rumohr, J. (1992): Eine topographische Sedimentfalle auf dem nördlichen Vøring Plateau.- *Ber. Sonderforschungsber.* 313, *Berichtsband* **88-89-90**, 338-343.
- Salvigsen, O. (1977): Radiocarbon datings and the extension of the Weichselian ice sheet in Svalbard.- *Norsk Polarinstitutt Årbok* **1976**, 209-224.
- Salvigsen, O. (1981): Radiocarbon dated raised beaches in Kongs Karls Land, Svalbard, and their consequences for the glacial history of the Barents Sea.- *Geogr. Ann.* **63a**, 283-291.
- Sarnthein, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraction.- *"Meteor" Forsch.-Ergebn.* **C5**, 1-113.
- Sarnthein, M.; Jansen, E.; Arnold, M.; Duplessy, J.C.; Erlenkeuser, H.; Flatøy, A.; Veum, T.; Vogelsang, E. & Weinelt, M.S. (1992): $\delta^{18}\text{O}$ time-slice reconstruction of meltwater anomalies at Termination I in the North Atlantic between 50 and 80°N.- In: Bard, E. & Broecker, W. S. (eds.): *The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies*.- Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 183-200.
- Schiffelbein, P. (1986): The interpretation of stable isotopes in deep-sea sediments: an error analysis case study.- *Mar. Geol.* **70**, 313-320.
- Schiffelbein, P. & Hills, S. (1984): Direct assessment of stable isotope variability in planktonic foraminifera populations.- *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Paleoecol.* **48**, 197-312.
- Schlosser, P.; Bönisch, G.; Rhein, M. & Bayer, R. (1991): Reduction of deepwater formation in the Greenland Sea during the 1980s: evidence from tracer data.- *Science* **251**, 1054-1056.
- Scholten, J.; Botz, R.; Mangini, A.; Paetsch, H.; Stoffers, P. & Vogelsang, E. (1990): High resolution ^{230}Th stratigraphy of sediments from high-latitude areas (Norwegian Sea, Fram Strait).- *Earth Planet. Sci. Lett.* **101**, 54-62.
- Seibold, E. & Berger, W. H. (1982): *The sea floor*.- Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 288 pp.
- Sejrup, H. P.; Sjøholm, J.; Furnes, H.; Beyer, I.; Eide, L.; Jansen, E. & Mangerud, J. (1989): Quaternary tephrochronology on the Iceland Plateau, north of Iceland.- *J. Quat. Sci.* **4**, 109-114.
- Shackleton, N. J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level.- *Quat. Sci. Rev.* **6**, 183-190.

- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale.- *Quat. Res.* **3**, 39-55.
- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D. (1976): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-238 Late Pliocene to Latest Pleistocene.- *Mem. Geol. Soc. Am.* **145**, 449-464.
- Shanmugam, G.; Moiola, R. J. & Damuth, J. E. (1985): Eustatic control of submarine fan development.- In: Bouma, A. H. et al. (eds.): *Submarine fans and related turbidite systems*.- Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 23-28.
- Sigurdsson, H. & Loebner, B. (1981): Deep sea records of Cenozoic explosive volcanism in the North Atlantic.- In: Self, S & Sparks, R. S. J. (eds.): *Tephra studies*.- D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 289-316.
- Singer, J. K.; Anderson, J. B.; Ledbetter, M. T.; MacCave, I. N.; Jones, K. P. N. & Wright, R. (1988): An assessment of analytical techniques for the size analysis of fine-grained sediments.- *J. Sed. Petr.* **58**, 534-543.
- Spielhagen, R. F. (1991): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre.- *GEOMAR Report* **4**, 1-133.
- Spielhagen, R. F. & Thiede, J. (1994): Late Quaternary changes in the Arctic ocean ice cover.- *Ber. Polarforsch.* **144**, 101-105.
- Staudinger, G.; Hangl, M. & Pechtl, P. (1986): Quick optical measurement of particle distribution in a sedimentation apparatus.- *Part. Charact.* **3**(3), 158-162.
- Stow, D. A. V. (1979): Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotia deep water margin.- *Sedimentology* **26**, 371-387.
- Stow, D. A. V. (1986): Deep clastic seas.- In: Reading, H. G. (ed.): *Sedimentary environments and facies*.- Blackwell Sci. Publ., Oxford, 399-444.
- Stow, D. A. V. & Lovell, J. P. B. (1979): Contourites: their recognition in modern and ancient sediments.- *Earth Sci. Rev.* **14**, 251-291.
- Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W. (eds.) (1984): *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*.- Blackwell Sci. Publ., Oxford, 659 pp.
- Streeter, S. S.; Belanger, P. E.; Kellogg, T. B. & Duplessy, J. C. (1982): Late Pleistocene Paleo-oceanography of the Norwegian-Greenland Sea: benthic foraminiferal evidence.- *Quat. Res.* **18**, 72-90.
- Struck, U. (1992): Zur Paläo-Ökologie benthischer Foraminiferen im Europäischen Nordmeer während der letzten 600.000 Jahre.- *Ber. Sonderforschungsber.* **313** **38**, 1-89.
- Suess, E.; Kremling, K. & Mienert, J. (1994): Nordatlantik 1993, Cruise No. 26, 24.8.-26.11.1993.- *Meteor-Ber.* **94-4**, 1-232.
- Swift, J.H. (1986): The Arctic waters.- In: Hurdle, B. G. (ed.): *The Nordic Seas*.- Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, 129-153.
- Swift, J.H. & Aagaard, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas.- *Deep Sea Res.* **28A**, 1107-1129.
- Syvitski, J. P. M. (1991): *Principles, methods, and application of particle size analysis*.- Cambridge University Press, Cambridge, 368 pp.
- Talwani, M. & Eldholm, O. (1977): Evolution of the Norwegian-Greenland Sea.- *Geol. Soc. Amer. Bull.* **88**, 969-999.

- Tams, E. (1920): Die seismischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeeres.- Cbl. Min., Geol., Paläont. **22**, 385-397.
- Taylor, G. I. (1923): Experiments on the motion of solid bodies in rotation fluids.- Proc. Roy. Soc. London, B, Biol. Sci. **104A**, 213-218.
- Thiede, J. (1980): Paleo-oceanography, margin stratigraphy and paleophysiography of the Tertiary North Atlantic and Norwegian-Greenland Sea.- Philos. Trans. Soc. R. London, A **294**(1409), 177-185.
- Thiede, J. (1986): Zur geologischen Geschichte der Polarmeere und ihrer Wassermassen.- Univ. Kiel, 312 pp.
- Thiede, J.; Diesen, G. W.; Knudsen, B. E. & Snåre, T. (1986): Patterns of Cenozoic sedimentation in Norwegian-Greenland Sea.- Mar. Geol. **69**, 323-352.
- Thiede, J.; Gerlach, S. A. & Wefer, G. (1985): Sedimentation im europäischen Nordmeer. Organisation und Forschungsprogramm des Sonderforschungsbereiches für den Zeitraum 1985-1987.- Ber. Sonderforschungsber. 313 **1**, 1-110.
- Thiede, J. & Hempel, G. (eds.) (1991): Die Expedition ARKTIS-VII/1 mit FS "Polarstern" 1990.- Ber. Polarforsch. **80**, 1-137.
- Thiede, J.; Suess, E. & Müller, P. J. (1982): Late Quaternary fluxes of major sediment components to the sea floor of the northwest African continental slope.- In: v. Rad, U. et al. (eds.): Geology of the northwest African continental margin.- Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 605-631.
- Thies, A. (1991): Die Benthos-Foraminiferen im Europäischen Nordmeer.- Ber. Sonderforschungsber. 313 **31**, 1-73.
- Thompson, R. & Oldfield, F. (1986): Environmental magnetism.- Allan & Unwin, London, 289 pp.
- Tucker, M. E. (1981): Sedimentary petrology - an introduction.- Blackwell Sci. Publ., Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne, 252 pp.
- Van Andel, T. H.; Heath, G.R. & Moore, T.C. (1975): Cenozoic history and paleoceanography of the central Equatorial Pacific.- Mem. Geol. Soc. Amer. **143**, 134.
- Vinje, T. (1977): Sea ice conditions in the European sector of the marginal seas of the Arctic 1966-1975.- Norsk Polarinstitut Årbok **1975**, 164-174.
- Vinje, T. (1985): Drift composition, morphology and distribution of the sea ice fields in the Barents Sea.- Norsk Polarituttt Skrifter **179C**, 1-26.
- Vinje, T. & Finnekasa, Ö. (1986): The ice transport through the Fram Strait.- Norsk Polarinstitut Skrifter **186**, 1-39.
- Vogelsang, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- Ber. Sonderforschungsber. 313 **23**, 1-136.
- Vogt, P. R. (1986): Geophysical and geochemical signatures and plate tectonics.- In: Hurdle, B. G. (ed.): The Nordic Seas.- Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, London, New York, Paris, Tokyo, 413-662.
- Wagner, T. (1993): Organisches Material in pelagischen Sedimenten: Glaziale/Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer.- Ber. Sonderforschungsber. 313 **42**, 1-138.
- Walker, R. G. & Mutti, G. (1973): Turbidite facies and associations.- In: Middleton, G. V. & Bouma, A. H. (eds.): Turbidite and deep-water sedimentation.- SEPM Pacific Section, Short Course Lecture Notes, 119-157.
- Wallrabe-Adams, H.-J. (in prep.): Turbiditic volcanoclastics of Vesterisbanken Seamount (Greenland Sea).

- Weidick, A. (1976): Glaciation and the Quaternary of Greenland.- In: Escher, A. & Watt, W. S. (eds.): *Geology of Greenland*, 431-458.
- Weinelt, M. (1993): Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen.- *Ber. Sonderforschungsber.* 313 **41**, 1-106.
- Williams, K. M. (1993): Ice sheet and ocean interactions, margin of the East Greenland ice sheet (14 ka to present): diatom evidence.- *Paleoceanography* **8**(1), 69-83.
- Wilson, T. R. S.; Thomson, J.; Hydes, D. J.; Colley, S.; Culkin, F. & Sørensen, J. (1986): Oxidation fronts in pelagic sediments: a diagenetic formation of metal-rich layers.- *Science* **232**, 972-975.
- Winn, K.; Sarnthein, M. & Erlenkeuser, H. (1991): $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy and chronology of Kiel sediment cores from the East Atlantic.- *Berichte - Reports, Geol.-Paläontol. Inst., Univ. Kiel*, 99 pp.
- Wolf, T. C. W. (1991): Paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung des Nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen.- *GEOMAR Report* **5**, 1-92.
- Wüst, G. (1936): Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Das Bodenwasser und die Stratosphäre.- *Wiss. Erg. Dtsch. Atlant. "Meteor"* 1925-27 **6**, 1-288.
- Wüst, G. (1958): Die Stromgeschwindigkeiten und Strommengen in der Atlantischen Tiefsee.- *Geol. Rundsch.* **47**, 187-195.
- Yang, C. T. (1973): Incipient motion and sediment transport.- *J. Hydraulics Division, Am. Soc. Civil Engrs.* **99**(HY 10), 1679-1704.
- Zahn, R. (1994): Core correlations.- *Nature* **371**, 289-290.

Verzeichnis der Abbildungen

- Abb. 1: Rezente Oberflächenzirkulation des Europäischen Nordmeeres mit den durch Fronten voneinander getrennten hydrographischen Regimen.
- Abb. 2: Bathymetrie des Grönland Beckens und Lage der Kernstationen um Vesterisbanken.
- Abb. 3: Bathymetrische Detailkarte mit Probenahmelokationen.
- Abb. 4: Dreidimensionale Ansicht von Vesterisbanken aus Richtung Nordwest.
- Abb. 5: Klima- und Zirkulationsveränderungen im Europäischen Nordmeer während der letzten 400.000 Jahre nach VOGELSANG (1990).
- Abb. 6: Ozeanographische Situation in der Grönlandsee.
- Abb. 7: Airgun-Profil von Vesterisbanken der Expedition ARK II/ 4.
- Abb. 8: Parasound-Aufzeichnungen aus der näheren Umgebung von Vesterisbanken im Bereich der Kernstationen 1878, 1882 und 1892.
- Abb. 9: Synopsis der Methodik und Ziele der Untersuchungen.
- Abb. 10: REM-Aufnahmen vulkanischer Glaspartikel der Vesterisbanken-Aschen.
- Abb. 11: Lithologie der langen Sedimentkerne (KAL). Vulkanische Aschezyklen zeigen eine Beeinflussung durch turbiditische Strömung.
- Abb. 12: Trockenraumgewichte (DBD) der Kerne 1880-3, 1878-2/ -3 und 1892-1/ -3. KAL 1878-3 im Vergleich mit der Parasound-Aufzeichnung dieser Station.
- Abb. 13a: Gewichtsanteile der Grobfraction ($> 63 \mu\text{m}$) am Gesamtsediment der langen Kerne versus Kernteufe (cm).
- Abb. 13b: Gewichtsanteile der Grobfraction ($> 63 \mu\text{m}$) und von Subfraktionen am Gesamtsediment der Kerne 1878 und 1892 (GKG und KAL) versus Kernteufe (cm).
- Abb. 13c: Gewichtsanteile der Grobfraction ($> 63 \mu\text{m}$) und von Subfraktionen am Gesamtsediment der Kerne 1880-3 (GKG), 1882 (GKG und KAL) und 1886-3 (GKG) versus Kernteufe (cm).
- Abb. 14a: Gewichtsanteile der Feinfraction ($< 63 \mu\text{m}$) und von Subfraktionen am Gesamtsediment der Kerne 1878 und 1892 (GKG und KAL) versus Kernteufe (cm).
- Abb. 14b: Gewichtsanteile der Feinfraction ($< 63 \mu\text{m}$) und von Subfraktionen am Gesamtsediment der Kerne 1880-3 (GKG), 1882 (GKG und KAL) und 1886-3 (GKG) versus Kernteufe (cm).
- Abb. 15a: Ausgewählte Komponenten der Sandfraction (125 bis $500 \mu\text{m}$) der Kerne 1878 und 1892 (GKG und KAL) versus Kernteufe (cm).
- Abb. 15b: Smear-Slide-Daten und ausgewählte Komponenten der Sandfraction (125 bis $500 \mu\text{m}$) der Kerne 1878 und 1892 (GKG und KAL) versus Kernteufe (cm).
- Abb. 15c: Ausgewählte Komponenten der Sandfraction (125 bis $500 \mu\text{m}$) der Kerne 1880-3 (GKG), 1882 (GKG und KAL) und 1886-3 (GKG) versus Kernteufe (cm).
- Abb. 15d: Smear-Slide-Daten und ausgewählte Komponenten der Sandfraction (125 bis $500 \mu\text{m}$) der Kerne 1880-3 (GKG), 1882 (GKG und KAL) und 1886-3 (GKG) versus Kernteufe (cm).

Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

- Abb. 16a: Stabile Isotopenwerte ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) von *N. pachyderma* sin. versus Teufe der Kerne 1878, 1882 und 1892 (GKG und KAL).
- Abb. 16b: Stabile Isotopenwerte ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) von *N. pachyderma* sin. versus Teufe der GKG 1880-3 und 1886-3 der Gipfelregion des Seamounts.
- Abb. 17a: Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse im Vergleich zu den Gewichtsanteilen des Gesamtkarbonat-, Schwefel- und TOC-Gehaltes, sowie der Karbonatanteil der Fein- und Grobfractionen der Kerne 1878 und 1892 (GKG und KAL) versus Kernteufe (cm).
- Abb. 17b: Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse im Vergleich zu den Gewichtsanteilen des Gesamtkarbonat-, Schwefel- und TOC-Gehaltes, sowie der Karbonatanteil der Fein- und Grobfractionen der Kerne 1880-3 (GKG), 1882 (GKG und KAL) und 1886-3 (GKG) versus Kernteufe (cm).
- Abb. 18: Die Variabilität klimatischer und sedimentologischer Signale am Beispiel eines Kernabschnittes der Station 1878.
- Abb. 19: Magnetische Suszeptibilität und Inklination der langen Kerne 1878, 1882 und 1892 versus Kernteufe (cm).
- Abb. 20: Stabile Isotopenwerte ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) von *N. pachyderma* sin. versus Sedimentalter der Kerne 1878, 1882 und 1892 (GKG und KAL).
- Abb. 21: Variation der stabilen Inklination I (ChRM) an Sedimenten der KAL 1878-3 und 1882-2 während der letzten 60.000 Jahre.
- Abb. 22: Lineare Sedimentationsraten (LSR) von Kernen aus der Grönlandsee während der letzten 250.000 Jahre.
- Abb. 23: Standardprofil der Region um Vesterisbanken: Lithologie sowie Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenwerte von *N. pachyderma* sin. für die letzten 250.000 Jahre.
- Abb. 24: Ternärdiagramme der Sedimentzusammensetzung der KAL 1878, 1882 und 1892.
- Abb. 25a: Sinkgeschwindigkeitsverteilung der Oberflächensedimente GKG 1880-3 und 1886-3 der Topregion des Seamounts.
- Abb. 25b: Sinkgeschwindigkeitsverteilung der Oberflächensedimente GKG 1878-2, 1882-1 und 1892-1 der Umgebung von Vesterisbanken.
- Abb. 26: Radiographie-Positive von Kernabschnitten mit verschiedener Sedimentfazies.
- Abb. 27: Westliches Grönland Becken (3.250 m Wassertiefe): Sedimentwellen dokumentieren den strömungskontrollierten Partikeltransport.
- Abb. 28: "GLORIA"-Sonographie der Region von Vesterisbanken.
- Abb. 29: $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ -Diagramm verschiedener Tephraablagerungen. Die Verhältnisse der Vesterisbanken-Aschen sind eingetragen.
- Abb. 30: Verteilung blasiger und nicht blasiger vulkanischer Glaspartikel ($125\text{--}250\mu\text{m}$) innerhalb der Kastenlotkerne und der GKG 1880-3 und 1886-3 versus Kernteufe (cm).
- Abb. 31: Ausbruch des Vesteris Seamounts während relativem Meeresspiegel-Tiefstand.
- Abb. 32: Die Sortierung als Indikator von bodennaher Strömungsbeeinflussung der Sedimente aus der Umgebung von Vesterisbanken während der letzten 250.000 Jahre.
- Abb. 33: Lange Kerne aus der Grönlandsee mit strömungsbeeinflusster, feinklastischer Sedimentfazies.

- Abb. 34: Abbild verschiedener Wassermassen durch die Korrelation von Isotopenverhältnissen (*N. pachyderma* sin.).
- Abb. 35: Akkumulationsraten (AR) des Gesamtsediments, der Grobfraktion, des Gesamtkarbonat- und TOC-Gehaltes, sowie der Terrigen-, Vulkanogen- und Biogenanteile der Region um Vesterisbanken während der letzten 250.000 Jahre.
- Abb. 36: Vorkommen von *C. lobatulus*, *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* in den Sedimenten von Vesterisbanken (Standardprofil) während der letzten 250.000 Jahre.
- Abb. 37: Eisbedeckung der Grönlandsee in der Sommersituation 1988. Lokal eisfreie Verhältnisse über dem Vesteris Seamount treten wiederholt in dieser Region auf.
- Abb. 38: Ausbildung einer "Taylor"-Säule um den Vesteris Seamount und Trends einer ungleichmäßigen Sedimentverteilung während des Holozäns (schematisch nach ROBERTS et al. 1974).
- Abb. 39: Sauerstoff-Isotopensignale der Vesterisbanken-Sedimente im Vergleich zu Isotopendaten (*N. pachyderma* sin.) weiterer Kerne aus dem Europäischen Nordmeer.
- Abb. 40: Eistransportiertes Material ($>125 \mu\text{m}$) in Vesterisbanken-Sedimenten im Vergleich zu Gletscheroszillationen des Barentsee-Eisschildes und des Skandinavischen Eisschildes während der letzten 250.000 Jahre.
- Abb. 41: Das Sauerstoff-Isotopensignal (*N. pachyderma* sin.) des Vesterisbanken-Standardprofiles korreliert mit grönländischen (GRIP) und antarktischen (VOSTOK - δ Deuterium) Eiskerndaten.
- Abb. 42: Schematische Übersicht des Ablaufes von die Sedimentation beeinflussenden Milieufaktoren im Gebiet von Vesterisbanken während der letzten 250.000 Jahre.

Verzeichnis der Tabellen

- Tab. 1: Temperatur und Salinität der Wassermassen in der Grönlandsee.
- Tab. 2: Kernstationen.
- Tab. 3: AMS ^{14}C -Alter von Sedimentproben von Vesterisbanken.
- Tab. 4: Sauerstoff-Isotopenstratigraphie und Alters-/Teufenkorrelation der Kerne 1878, 1882 und 1892.
- Tab. 5: Mittlere Lineare Sedimentationsraten (LSR) seit dem Stadium 8.
- Tab. 6: Positionen weiterer langer Kerne aus der Grönlandsee.
- Tab. 7: Isotopenwerte von *N. pachyderma* sin. der rezenten Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer nach VOGELSANG (1990) und WEINELT (1993).

Verzeichnis der Abkürzungen und häufig verwendeten Begriffe

Abb.	Abbildung (Figure)
AMS	Accelerator Mass Spectroscopy
AODW	Arktisches Tiefenwasser (Arctic Ocean Deep Water)
AR	Akkumulationsrate(n)
BP	Jahre vor heute (years before present)
CAU	Christian-Albrechts-Universität
DBD	Trockenraumdichte (dry bulk density)
EGC	Ostgrönlandstrom (East Greenland Current)
EIC	Ost-Islandstrom (East Iceland Current)
EN	Europäisches Nordmeer (Norwegian-Greenland Sea)
EOC	Kernende (end of core)
ESC	Ost-Spitzbergenstrom (Eastern Spitsbergen Current)
ETH	Eidgenössische Technische Hochschule
FS (PS)	Forschungsschiff (Research Vessel "Polarstern")
GKG	Großkastengreifer (boxcore)
GRIP	Greenland Ice Core Project
GSDW	Grönlandsee Tiefenwasser (Greenland Sea Deep Water)
HEBBLE	High Energy Benthic Boundary Layer Experiment
IRD	eistransportiertes Material (ice rafted debris)
JMC	Jan Mayen Strom (Jan Mayen Current)
ka	Alter in tausend Jahre vor heute (Zeitpunkt in der Vergangenheit - Age)
ky	Einheit für tausend Jahre (als Zeitspanne - Time interval)
KAL	Kastenlot (kastencore)
KZ-%	Kornzahl-% (grain-%)
LSR	lineare Sedimentationsrate(n), linear sedimentation rate(s)
NC	Norwegenstrom (Norwegian Current)
NCC	Norwegischer Küstenstrom (Norwegian Coastal Current)
OFOS	Ocean Floor Observation System
POR	Porosität (porosity)
PSI	Einheit der Sinkgeschwindigkeitsmessung (sinking velocity unit)
PDB	Pee-Dee-Belemnit (als Referenz-Standard für Isotopenmessungen)
RAC	Atlantischer Rückstrom (Return Atlantic Current)
SL	Schwerelot (gravity corer)
Tab.	Tabelle (table)
TOC	Organischer Kohlenstoff (total organic carbon)
TU	Technische Universität (Technical University)
WBD	Feuchtraumdichte (wet bulk density)
WSC	West-Spitzbergenstrom (Western Spitsbergen Current)

Danksagung

Bei Herrn Prof. J. Thiede (GEOMAR Kiel) bedanke ich mich für die interessante Themenstellung dieser Arbeit, für die fachliche Betreuung und sein stetes Interesse am Fortgang der Untersuchungen (nicht allein während der vorzüglichen "Thiede-Treffs").

Gleichfalls gebührt Herrn Prof. K.-A. Tröger (TU Bergakademie Freiberg) Dank für seine Betreuung und die großzügige Gewährung von zeitlichen "Freiräumen" für meine Arbeitsaufenthalte in Kiel und andernorts.

Frau W. Rehder (GPI Kiel) stellte Röntgenpräparate her und fertigte die Radiographien der Kerne. Die paläomagnetischen Messungen erfolgten durch Herrn Dr. N. Nowaczyk (GFZ Potsdam). Frau Dr. H. Kassens (GEOMAR Kiel) erstellte den "phys.prop."-Datensatz und sorgte für die Parasoundaufzeichnungen. Die Airgun-Profile wurden durch Herrn B. Theilen (Institut für Geophysik Kiel) zur Verwendung freigegeben. Großflächige GLORIA-Aufzeichnungen des Gebietes von Vesterisbanken gelangen Herrn Dr. J. Mienert (GEOMAR Kiel). Die AMS-Datierungen führte Herr Dr. G. Bonani (ETH Zürich) aus. Herr Dr. K. Michels (SFB 313 Kiel) stellte Daten der Sinkgeschwindigkeitsanalyse zur Verfügung. Herr Dr. H.-J. Wallrabe-Adams (GEOMAR Kiel) widmete sich der Sedimentologie der vulkanischen Aschelagen, Herr Dr. M. Hartmann (GPI Kiel) betrachtete diese elementanalytisch. Frau C. Didié (Kiel) und Herr Dipl.-Min. M. Magnus (Freiberg) unterstützten mich bei Herstellung der Dünnschliffpräparate. Keinesfalls unerwähnt darf die kurze, jedoch intensive "Hiwi"-Arbeit von S. Jelinek (Kiel) sowie D. Berrios, V. Haase und V. Wünsche (alle Freiberg) bleiben. Souverän beherrschte "MAC"ianer B. Fürst (Freiberg) unsere Computer. All den Genannten danke ich herzlich für die Mühe und die Bereitstellung spezifischen Datenmaterials.

Besonderer Dank gebührt Herrn Dr. H. Erlenkeuser (C-14 Labor, CAU Kiel) für die an faszinierend kleinen Foraminiferenmengen durchgeführte Messung leichter stabiler Isotope und die Unterstützung bei der Dateninterpretation.

Von vielen Angehörigen des GEOMAR-Forschungszentrums, des SFB 313 der Universität Kiel sowie der GTGmbH Kiel wurde mir eine freundliche Aufnahme als Gastwissenschaftler und vielfältige Unterstützung zuteil. Die Freunde und Kolleg(inn)en Dr. B. Jünger, Dr. H. Kassens, Dr. C. Hass, Dr. J. Rumohr, Dr. H. Bauch, Dr. R. Spielhagen, H. Beese, Dr. F. Blaume, H. Hommers und D. Rau standen oftmals mit Rat und Tat zur Seite.

Dank

Sehr wichtig ist es mir, all den "Gasteltern" während meiner Kieler Zeit für die unkomplizierte Gewährung von Unterkunft und liebenswürdiger Gesellschaft zu danken: Angela† & Robin, Britta, Claudia & Christian, Dani & Frank, Heidi, Henning, Janet & Tom, Liisa & Jan, Staffan, Stefan sowie Verena & Robert.

Finanzielle Unterstützung wurde mir u.a. von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT) gewährt.

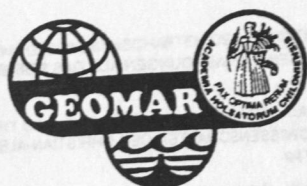
Vier Expeditionen während meiner "Doktorandenzeit" mit FS Meteor, FS Polarstern, FS Kireyev und FS Multanovsky vermittelten mir detaillierte Einblicke in die meeresgeologische Arbeitsweise unter polaren Bedingungen und schiffslogistische Kenntnisse, wofür ich sehr dankbar bin.

Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes (oder Teilen davon) danke ich Dr. H. Bauch, Dr. P. Goldschmidt, Dr. C. Hass, Dr. J. Rumohr und Dr. H.-J. Wallrabe-Adams.

Meinen Freiburger Freunden und Kollegen Prof. J. Schneider, Dr. P. Dietrich, Dr. K. Stanek, B. Buschmann, Dr. R. Rößler und Dr. U. Sebastian danke ich für manche Ermunterung und das Verständnis, nicht unbedingt den festländischen "hardrockern" anzugehören.

Besonderer Dank gilt weiterhin meinen Eltern und Geschwistern, die sich stets für meine wissenschaftliche Tätigkeit interessierten und mich in vielerlei Hinsicht unterstützt haben.

Meiner Ehefrau Petra bin ich zutiefst dankbar für das Verständnis um meine beharrlichen "Verirrungen in nordische Gefilde". Ihr eigenes berufliches Fortkommen, die unermüdliche Bewältigung der scheinbar nebensächlichen Dinge des Alltags und ihre aufmerksame Geduld für meine Arbeit waren mir unersetzliche Hilfe und Ansporn.



GEOMAR REPORTS

GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
BERICHT FÜR DIE JAHRE 1987 UND 1988. 1989. 71 + 6 pp.
In German

GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1989. 1990. 96 pp.
In German and English

GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1990. 1991. 212 pp.
In German and English

ROBERT F. SPIELHAGEN
DIE EISDRIFT IN DER FRAMSTRASSE WÄHREND DER LETZTEN 200.000 JAHRE. 1991. 133 pp.
In German with English summary

THOMAS C. W. WOLF
PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE ENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS SEIT DEM SPÄTEN NEOGEN
(ODP LEGS 105 UND 104, DSDP LEG 81). 1991. 92 pp.
In German with English summary

SEISMIC STUDIES OF LATERALLY HETEROGENOUS STRUCTURES - INTERPRETATION AND MODELLING OF SEISMIC DATA.
Edited by ERNST R. FLUEH
Commission on Controlled Source Seismology (CCSS), Proceedings of the 8th Workshop Meeting, held at
Kiel - Fellhorst (Germany), August 27-31, 1990. 1991. 359 pp.
In English

JENS MATTHIESSEN
DINOFLAGELLATEN-ZYSTEN IM SPÄTQUARTÄR DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES: PALÖKOLOGIE UND PALÄO-OZEANOGRAPHIE. 1991. 104 pp.
In German with English summary

DIRK NÜRNBERG
HAUPT- UND SPURENELEMENTE IN FORAMINIFERENGEHÄUSEN - HINWEISE AUF KLIMATISCHE UND OZEANOGRAPHISCHE ÄNDERUNGEN
IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK WÄHREND DES SPÄTQUARTÄRS. 1991. 117 pp.
In German with English summary

KLAS S. LACKSCHEWITZ
SEDIMENTATIONSPROZESSE AM AKTIVEN MITTELOZEANISCHEN KOLBEINSEY RÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND). 1991. 133 pp.
In German with English summary

UWE PAGELS
SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN UND BESTIMMUNG DER KARBONATLÖSUNG IN SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN DES ÖSTLICHEN
ARKTISCHEN OZEANS. 1991. 106 pp.
In German with English summary

FS POSEIDON - EXPEDITION 175 (9.10.-1.11.1990)
175/1: OSTGRÖNLÄNDISCHER KONTINENTALRAND (65° N)
175/2: SEDIMENTATION AM KOLBEINSEYRÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND)
Hrsg. von J. MIENERT und H.-J. WALLRABE-ADAMS. 1992. 56 pp. + app.
In German with some English chapters

GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1991. 1992. 152 pp.
In German and English

SABINE E. I. KÖHLER
SPÄTQUARTÄRE PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG DES NORDPOLARMEERES UND EUROPÄISCHEN NORDMEERES ANHAND VON
SAUERSTOFF- UND KOHLENSTOFF- ISOTOPENVERHÄLTNISSEN DER PLANKTISCHEN FORAMINIFERE
Neogloboquadrina pachyderma (sin.). 1992. 104 pp.
In German with English summary

FS SONNE - FAHRTBERICHT SO 78 PERUVENT: BALBOA, PANAMA - BALBOA, PANAMA, 28.2.1992-16.4.1992
Hrsg. von ERWIN SUESS. 1992. 120 pp.
In German with some English chapters

FOURTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON PALEOCEANOGRAPHY (ICP IV): SHORT- AND LONG-TERM GLOBAL CHANGE:
RECORDS AND MODELLING 21-25 SEPTEMBER 1992, KIEL/GERMANY
PROGRAM & ABSTRACTS. 1992. 351 pp.
In English

MICHAELA KUBISCH
DIE EISDRIFT IM ARKTISCHEN OZEAN WÄHREND DER LETZTEN 250.000 JAHRE. 1992. 100 pp.
In German with English summary

PERSISCHER GOLF: UMWELTGEFÄHRDUNG, SCHADENSERKENNUNG, SCHADENSBEWERTUNG AM BEISPIEL DES MEERESBODENS; ERKENNEN
EINER ÖKOSYSTEMVERÄNDERUNG NACH ÖLEINTRÄGEN. Schlußbericht zu den beiden BMFT-Forschungsvorhaben 03F0055 A+B. 1993. 108 pp.
In German with English summary

TEKTONISCHE ENTWÄSSERUNG AN KONVERGENTEN PLATTENRÄNDERN / DEWATERING AT CONTINENTAL MARGINS.
Hrsg. von / ed. by ERWIN SUESS. 1993. 106 + 32 + 68 + 16 + 22 + 38 + 4 + 19 pp.
Some chapters in English, some in German

- 19 THOMAS DICKMANN
DAS KONZEPT DER POLARISATIONSMETHODE UND SEINE ANWENDUNGEN AUF DAS SEISMISCHE VEKTORWELLENFELD
IM WEITWINKELBEREICH. 1993. 121 pp.
In German with English summary
- 20 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1992. 1993. 139 pp.
In German and English
- 21 KAI UWE SCHMIDT
PALYNO MORPHE IM NEOGENEN NORDATLANTIK - HINWEISE ZUR PALÄO-OZEANOGRAPHIE UND PALÄOKLIMATOLOGIE. 1993. 104 + 7 + 41 pp.
In German with English summary
- 22 UWE JÜRGEN GRÜTZMACHER
DIE VERÄNDERUNGEN DER PALÄO GEOGRAPHISCHEN VERBREITUNG VON *BOLBOFORMA* - EIN BEITRAG ZUR REKONSTRUKTION UND
DEFINITION VON WASSERMASSEN IM TERTIÄR. 1993. 104 pp.
In German with English summary
- 23 RV PROFESSOR LOGACHEV - Research Cruise 09 (August 30 - September 17, 1993): SEDIMENT DISTRIBUTION ON THE REYKJANES RIDGE NEAR 59°N
Edited by H.-J. WALLRABE-ADAMS & K.S. LACKSCHEWITZ. 1993. 66 + 30 pp.
In English
- 24 ANDREAS DETTMER
DIATOMEEN-TAPHOZÖNOSEN ALS ANZEIGER PALÄO-OZEANOGRAPHISCHER ENTWICKLUNGEN IM PLIOZÄNEN UND QUARTÄREN
NORDATLANTIK. 1993. 113 + 10 + 25 pp.
In German with English summary
- 25 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1993. 1994. 69 pp.
In German and English
- 26 JÖRG BIALAS
SEISMISCHE MESSUNGEN UND WEITERE GEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN AM SÜD-SHETLAND TRENCH
UND IN DER BRANSFIELD STRASSE - ANTARKTISCHE HALBINSEL. 1994. 113 pp.
In German with English summary
- 27 JANET MARGARET SUMNER
THE TRANSPORT AND DEPOSITIONAL MECHANISM OF HIGH GRADE MIXED-MAGMA IGIMBRITE TL, GRAN CANARIA:
THE MORPHOLOGY OF A LAVA-LIKE FLOW. 1994. 224 pp.
In English with German summary
- 28 GEOMAR LITHOTHEK. Edited by JÜRGEN MIENERT. 1994. 12 pp + app.
In English
- 29 FS SONNE - FAHRTBERICHT SO 97 KODIAK-VENT: KODIAK - DUTCH HARBOR - TOKYO - SINGAPUR, 27.7. - 19.9.1994
Hrsg. von ERWIN SUESS. 1994.
Some chapters in German, some in English
- 30 CRUISE REPORTS:
RV LIVONIA CRUISE 92, KIEL-KIEL, 21.8.-17.9.1992: GLORIA STUDIES OF THE EAST GREENLAND CONTINENTAL MARGIN BETWEEN 70° AND 80°N
RV POSEIDON PO200/10, LISBON-BREST-BREMERHAVEN, 7.-23.8.1993: EUROPEAN NORTH ATLANTIC MARGIN: SEDIMENT PATHWAYS,
PROCESSES AND FLUXES
RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY, KIEL-TROMSØ, 5.-25.7.1994: GAS HYDRATES ON THE NORTHERN EUROPEAN CONTINENTAL MARGIN
Edited by JÜRGEN MIENERT. 1994.
In English; report of RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY cruise in English and Russian
- 31 MARTIN WEINELT
BECKENENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN WIKING-GRABENS IM KÄNOZOIKUM - VERSENKUNGSGESCHICHTE, SEQUENZSTRATIGRAPHIE,
SEDIMENTZUSAMMENSETZUNG. 1994. 85 pp.
In German with English summary
- 32 GEORG A. HEISS
CORAL REEFS IN THE RED SEA: GROWTH, PRODUCTION AND STABLE ISOTOPES. 1994. 141 pp.
In English with German summary
- 33 JENS A. HÖLEMANN
AKKUMULATION VON AUTOCHTHONEM UND ALLOCHTHONEM ORGANISCHEM MATERIAL IN DEN KÄNOZOISCHEN SEDIMENTEN
DER NORWEGISCHEN SEE (ODP LEG 104). 1994. 78 pp.
In German with English summary
- 34 CHRISTIAN HASS
SEDIMENTOLOGISCHE UND MIKROPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR ENTWICKLUNG DES SKAGERRAKS (NE NORDSEE)
IM SPÄTHOLOZÄN. 1994.
In German with English summary
- 35 BRITTA JÜNGER
TIEFENWASSERERNEUERUNG IN DER GRÖNLANDSEE WÄHREND DER LETZTEN 340.000 JAHRE.
DEEP WATER RENEWAL IN THE GREENLAND SEA DURING THE PAST 340.000 YEARS. 1994. 6 + 109 pp.
In German with English summary
- 36 JÖRG KUNERT
UNTERSUCHUNGEN ZU MASSEN- UND FLUIDTRANSPORT ANHAND DER BEARBEITUNG REFLEXIONSSEISMISCHER DATEN AUS DER
KODIAK-SUBDUKTIONSZONE, ALASKA. 1995. 129 pp.
In German with English summary
- 37 CHARLOTTE M. KRAWCZYK
DETACHMENT TECTONICS DURING CONTINENTAL RIFTING OFF THE WEST IBERIA MARGIN: SEISMIC REFLECTION AND
DRILLING CONSTRAINTS. 1995. 133 pp.
In English with German summary
- 38 CHRISTINE CAROLINE NÜRNBERG
BARIUMFLUSS UND SEDIMENTATION IM SÜDLICHEN SÜDATLANTIK - HINWEISE AUF PRODUKTIVITÄTSÄNDERUNGEN IM QUARTÄR. 1995. 6 + 108pp.
In German with English summary
- 39 JÜRGEN FRÜHN
TEKTONIK UND ENTWÄSSERUNG DES AKTIVEN KONTINENTALRANDES SÜDÖSTLICH DER KENAI-HALBINSEL, ALASKA. 1995. 93 pp.
In German with English summary

- 40 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1994. 1995.
In German and English
- 41 FS SONNE - FAHRTBERICHT / CRUISE REPORT SO 103 CONDOR 1 B: VALPARAISO-VALPARAISO, 2.-21.7.1995.
Hrsg. von ERNST R. FLUEH. 1995. 140 pp.
Some chapters in German, some in English
- 42 R/V PROFESSOR BOGOROV CRUISE 37: CRUISE REPORT "POSETIV": Vladivostok - Vladivostok, September 23 - October 22, 1994.
Edited by CHRISTOPH GAEDICKE, BORIS BARANOV and EVGENIY LELIKOV. 1995. 48 + 33 pp.
In English
- 43 CHRISTOPH GAEDICKE
DEFORMATION VON SEDIMENTEN IM NANKAI-AKKRETIONSKEIL, JAPAN. BILANZIERUNG TEKTONISCHER VORGÄNGE ANHAND VON SEISMISCHEN
PROFILIEN UND ERGEBNISSEN DER ODP-BOHRUNG 808. II + 89 pp.
In German with English summary
- 44 MARTIN ANTONOW
SEDIMENTATIONSMUSTER UM DEN VESTERIS SEAMOUNT (ZENTRALE GRÖNLANDSEE) IN DEN LETZTEN 250.000 JAHREN. 1995.
In German with English summary



Das Signet von GEOMAR kennzeichnet:

- Das Tätigkeitsfeld: die Weltmeere
- Das Untersuchungsobjekt: den Meeresboden, Antrieb und Tagebuch der Erdgeschichte
- Die Einbindung von GEOMAR in die Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

The GEOMAR seal portrays:

- The area of research: the world's oceans
- The object to be investigated: the seafloor, driving force and diary of the earth's history
- The connection of GEOMAR to the Christian Albrechts University in Kiel

GEOMAR

Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 725391, 7202293, 725650

GEOMAR

Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel/Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 725391, 7202293, 725650